

Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1985
Годовой отчёт Венгерского Геофизического Института им. Лоранда Этвеша за 1985 г.

A Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1985. évi jelentése





A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND
GEOFIZIKAI INTÉZET

1985. ÉVI JELENTÉSE

ANNUAL REPORT OF THE EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL
INSTITUTE OF HUNGARY
FOR 1985

ГODOBOЙ OTЧET
BEHГEPCKOГO ГEOФИЗИЧECKOГO ИHCTИTУTА
ИМ. ЛOPAHДA ЭTBЕША
за 1985 г.

Szerkesztő:
Sz. Kilényi Éva

ETO (UDC) 550.3(061.6) (439 Budapest) (058)
HU ISSN 0524—8655

Felelős kiadó: Müller Pál
Összeállította: Aczél Etelka és Hegybíró Zsuzsanna



Egyetemi Nyomda — 86.5382 Budapest, 1987
Felelős vezető: Sümeghi Zoltán igazgató

TARTALOM

| | |
|---|----|
| 1 FÖLDTANI KUTATÁS | 11 |
| 1.1 Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli-középhegységben | 13 |
| 1.1.1 Eocén barnakőszén-kutatás Lencsehegy-Dél területén | 15 |
| 1.1.2 Bauxitgeofizikai előkutatás 1981—1985-ben | 16 |
| 1.2 A Kisalföld regionális komplex kutatása | 23 |
| Mélyszerkezeti kutatás; gravitációs térképek korszerűsítése; tellurikus mérések; magnetotellurikus mérések; közepes mélységű geoelektromos mérések; mégnökgeofizikai vizsgálatok | |
| 1.3 Geofizikai kutatás Észak-Magyarországon | 31 |
| 1.3.1 A Mátra és a Zagyva-árok: szerkezetkutatási eredmények | 32 |
| 1.3.2 A Közép- és Nyugat-Mátra érc- és szerkezetkutatási eredményeinek összefüggései | 35 |
| 1.3.3 A tarkói fennsíkperem és -előtér (DNy-Bükk) geológiája | 37 |
| 1.4 Szerkezetkutató szeizmikus reflexiós mérések Kecskemét-D—Kiskunfélegyháza—Alpár—Kunszállás—Jászszentlászló környékén | 53 |
| 1.5 Vízkutatás és mérnökgeofizikai kutatás | 57 |
| 1.5.1 A Duna hordalékkúpjának kutatása a Mohácsi-szigeten | 57 |
| 1.5.2 A Mura és a Kerka alluviumának kutatása | 60 |
| 2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS | 61 |
| 2.1 Szeizmikus módszer- és műszerkutatás | 63 |
| 2.1.1 Vibroszeiz módszertani mérések | 63 |
| 2.1.2 A bányabeli szeizmikus átvilágítások számítógépes feldolgozása | 69 |
| 2.1.3 A „geológiai szelvényprognózis” (PGR) programcsomag a szeizmikus feldolgozásban | 70 |
| 2.1.4 SD 16 szeizmikus digitális terepi műszer | 73 |
| 2.1.5 ESP mérnökseizmikus processzor | 76 |
| 2.2 Geoelektromos módszer- és műszerfejlesztés | 79 |
| 2.2.1 A tranziens módszer hazai bevezetése, fejlesztése és alkalmazása | 79 |
| A módszer hazai bevezetésének szükségessége; a tranziens módszer elméleti alapjai; a tranziens kiértékelési eljárások vizsgálata; tranziens adatfeldolgozás; példák a tranziens mérések felhasználására | |

| | | |
|----------|---|-----|
| 2.2.2 | Bonyolult tektonikájú szilárd ásványi nyersanyagtelepek kutatásának új módszere | 86 |
| | A GRK mérés és az értelmezés elvi alapjai; a GRK mérések kvantitatív értelmezése; a GRK módszer alkalmazása; a GRK mérések helye a kutatásban | |
| 2.2.3 | Szénhidrogén-kutatás geoelektromos módszerekkel | 92 |
| 2.2.4 | Mérnökgeofizikai szondázás módszertana | 96 |
| | A mérnökgeofizikai szondázás alkalmazási lehetőségei lignit külfejtés előkészítésére; mérnökgeofizikai szondázások számítógépes értelmezése | |
| 2.2.5 | Terepi adattároló és előfeldolgozó egységek geofizikai műszerekhez | 100 |
| 2.3 | Mélyfúrási geofizikai módszer- és műszerkutatás | 109 |
| 2.3.1 | Fotoelektromos index szelvényezés | 109 |
| 2.3.2 | A szénkutató fúrások számítógépes értelmezése | 112 |
| | Az ASZOIGISZ rendszer alkalmazása: a szelvények relatív mélységegyeztetése, speciális eloszlási diaprogramok alkalmazása, statisztikus litológiai értelmezés, kőzetkomponensek meghatározása, minőségi paraméterek számítása; kisserőszámítógépes interaktív rendszer | |
| 2.3.3 | Karotázs műszerfejlesztés | 125 |
| 3 | FÖLDFIZIKAI KUTATÁS | 129 |
| 3.1 | A földmágneses tér vizsgálata | 131 |
| 3.2 | Geodinamikai vizsgálatok | 137 |
| 3.3 | Paleomágneses kutatás | 147 |
| | Az aszófői alsó triász (anizuszi) alapszelvény paleomágneses vizsgálata; a sümegi Mogyorósdomb 2. számú földtani alapszelvény paleomágneses vizsgálata | |
| 3.4 | Geodéziai gravimetria | 157 |
| FÜGGELÉK | | 161 |
| | Példák az ELGI külföldi tevékenységéből: Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció; Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció; érckutatási céllal végzett elektromágneses frekvenciaszondázások eredményei Finnországban; a Suhanko-project-hez kapcsolódó elektromágneses frekvencia-szondázások Finnországban; MFS mérések Spanyolországban | |
| | Könyvtári szolgálat; Kiadványok | 167 |

CONTENTS

| | | |
|-------|---|-----|
| 1 | GEOPHYSICAL PROSPECTING | 171 |
| 2 | METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH | 179 |
| 2.1 | Seismic | 181 |
| 2.1.1 | VIBROSEIS [®] methodological experiments | 181 |
| 2.1.2 | Computer processing of in-mine seismic transmission | 183 |
| 2.1.3 | The geological section estimation (PGR) program package in seismic processing | 184 |
| 2.1.4 | Seismic digital field system, model SD 16 | 187 |
| 2.1.5 | Engineering seismic processor model ESP | 189 |
| 2.2 | Geoelectric | 191 |
| 2.2.1 | Introduction, development and application of the transient method in Hungary | 191 |
| 2.2.2 | New method for the exploration of solid mineral deposits of complex tectonics | 197 |
| 2.2.3 | Hydrocarbon exploration by geoelectric methods | 200 |
| 2.2.4 | Methodology of engineering geophysical sounding | 203 |
| 2.2.5 | Field data loggers and preprocessing units for geoelectric instruments ... | 206 |
| 2.3 | Well logging | 209 |
| 2.3.1 | Photoelectric index logging | 209 |
| 2.3.2 | Computerized interpretation of coal exploration wells | 211 |
| | Application of the ASOIGIS system; interactive processing with mini-computers | |
| 2.3.3 | Well logging instrument development | 213 |
| 3 | EARTH PHYSICS RESEARCH | 215 |
| 3.1 | Investigation of the geomagnetic field | 217 |
| 3.2 | Geodynamic investigations | 219 |
| 3.3 | Palaeomagnetic studies | 223 |
| | Early Triassic (Anisian) basic section at Aszófő; Sümeg, Mogyorósdomb basic section No. 2 | |
| 3.4 | Geodetic gravimetry | 225 |

MISCELLANEOUS 227

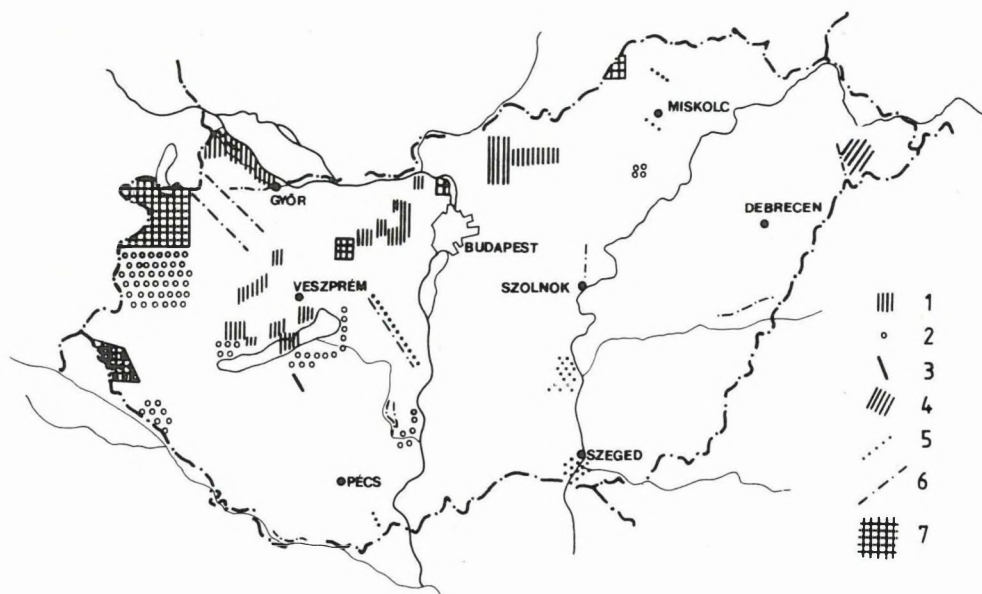
Examples from the activity of ELGI abroad: International Geological Expedition in Cuba; International Geological Expedition in Mongolia; results of electromagnetic frequency soundings in prospecting for ores in the Teerimäki area Finland; electromagnetic frequency soundings near Ranua in Finland connected to the Suhanko-project; MFS measurements in the vicinity of the iron occurrence at Marquesado, Spain

Library; Publications 231

| | |
|---|-----|
| 1 ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ | 235 |
| 2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТО- ДОВ И АППАРАТУРЫ | 245 |
| 2.1 Сейсморазведка | 247 |
| 2.1.1 Методические вибросейсмические измерения | 247 |
| 2.1.2 Обработка на ЭВМ данных сейсмического просвечивания в горных выра- ботках | 249 |
| 2.1.3 Пакет программ „Прогнозирование геологического разреза“ (ПГР) в об- работке сейсмических данных | 251 |
| 2.1.4 Портативная цифровая аппаратура SD 16 для сейсмических исследо- ваний | 253 |
| 2.1.5 Инженерно-сейсмический процессор | 256 |
| 2.2 Электроразведка | 259 |
| 2.2.1 Освоение, развитие и применение в Венгрии метода переходных процес- сов | 259 |
| 2.2.2 Новый метод в поисках и разведке месторождений твердых полезных ис- копаемых в сложных тектонических условиях | 267 |
| 2.2.3 Геофизическая разведка нефти и газа методами электроразведки | 272 |
| 2.2.4 Методика инженерно-геофизических зондирований | 276 |
| 2.2.5 Блоки полевых накопителей данных и предварительной обработки к гео- физическим приборам | 280 |
| 2.3 Промысловая геофизика | 287 |
| 2.3.1 Каротаж по методу фотоэлектрического индекса | 287 |
| 2.3.2 Автоматизированная интерпретация угольных скважин | 289 |
| 2.3.3 Разработка каротажной аппаратуры | 292 |
| 3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ | 295 |
| 3.1 Исследования геомагнитного поля | 297 |
| 3.2 Исследования по геодинамике | 299 |
| 3.3 Палеомагнитные исследования | 303 |
| Палеомагнитное исследование нижнемелового (анизийского) опорного раз- реза при Асофе; Палеомагнитное исследование 2-ого оторного геологического разреза, Шюмег, Модерошдомб | |
| 3.4 Геодезическая гравиметрия | 307 |

| | |
|---|-----|
| РАЗНОЕ | 309 |
| Примеры деятельности ЭЛГИ за границей: Международная геологическая экспедиция на Кубе; международная геологическая экспедиция в Монголии; результаты электромагнитного частотного зондирования в районе Теримаки в Финляндии с целью разведки рудного месторождения; электромагнитные частотные зондирования в связи с планом Шуханко вблизи г. Рауна (Финляндия); электромагнитное частотное зондирование (ЭМЧЗ) в районе железнорудного месторождения Маркесадо (Испания) | |
| Работа библиотеки; Публикации | 314 |

1 FÖLDTANI KUTATÁS



1. ábra. Az ELGI 1985. évi terepi kutatásai

- 1 — ásványi nyersanyagok komplex kutatása
- 2 — mérnökgeofizikai és vízföldtani kutatás
- 3 — földkéreg- és litoszféra-kutatás
- 4 — gravitációs mérés
- 5 — szeizmikus kutatás
- 6 — geoelektromos szelvénymenti mérés
- 7 — geoelektromos területi mérés

Fig. 1. Field work, 1985

- 1 — integrated prospecting for minerals
- 2 — hydrogeological and civil engineering projects
- 3 — crustal and lithospheric investigations
- 4 — gravity survey
- 5 — seismic survey
- 6 — geoelectric profiles
- 7 — geoelectric network

Рис. 1. Полевые работы ЭЛГИ в 1985 г.

- 1 — комплексные поисковые и разведочные работы
- 2 — гидрогеологические и инженерно-геофизические изыскания
- 3 — изучение земной коры и литосферы
- 4 — гравиразведка
- 5 — сейсморазведка
- 6 — электроразведка по профилям
- 7 — электроразведка площадная

1.1 KOMPLEX GEOFIZIKAI KUTATÁS A DUNÁNTÚLI-KÖZÉPHEGYSÉGBEN*

A Központi Földtani Hivatal (KFH) által irányított balatonfelvidéki regionális térképezési program keretében, a Magyar Állami Földtani Intézet (MÁFI) Középhegységi Osztályával együttműködve gravitációs méréseket végeztünk a Balaton-felvidék ÉK-i részén és (kihasználva a rendkívüli hideget) a Balaton jegén, Tihany körzetében. Fedett bazalttestek lehatárolására és a bazalttestek mállottsága szerinti elkülönítésére mágneses méréseket, több kisebb térképezési-rétegazonosítási feladat megoldására geoelektromos-elektromágneses méréseket végeztünk.

Az eocén *barnakőszén-kutatás* keretében a Lencsehegy–D és az Oroszlány–É területen mértünk. Sikeresen befejeztük a gyepekajáni felső kréta kőszénelőfordulás kutatását és az eredményeket zárójelentésben foglaltuk össze. 1985-ben a felderítő fázisú méréseket a Veszprémi Szénbányák megbízásából végeztük: a korábbi mérési hálózat sűrítésével 5 szeizmikus szelvényt mértünk 24 km hosszban és 22 km szelvény mentén multifrekvenciás e. m. szondázást végeztünk. Ezen időszakban 28 db fúrás mélyült.

A KFH kezdeményezésére a kis mélységű eocén barnakőszén felkutatására indított program keretében 1985-ben Héreg, Gyarmatpuszta és Szomor–K körzetében mértünk. Ezenfelül reflexiós mérésekkel és multifrekvenciás elektromágneses szondázással (MFS) vettünk részt a Mátyás–K–Zsámbék szénelőfordulás részletes fázisú kutatásában.

1985-ben folytattuk a *bauxit* előkutatási programot. A MÁFI-val és a Bauxitkutató Vállalattal (BKV) együttműködésben a Gerecse DK-i előterében (Felsőgalla–Tornyó, Vázsonypuszta, Vasztély–Ny, Gyermely–Gyarmatpuszta, Szomor–K), a Villányi-hegységben (Villány–Magyarbóly), a Bakony Ny-i peremén (Bakonyjákó–Homokbödöge) és a Magas-Bakonyban (Gerencepuszta–Porva–Fenyőfő) végeztünk ilyen méréseket. A változatos kutatási módszereket igénylő ötéves munka eredményeiről az 1.1.2 fejezetben számolunk be.

A Bauxitkutató Vállalat megbízásából végzett méréseink a Vállalat felderítő fázisú bauxitkutatásához kapcsolódnak és az elmúlt évtized munkájának folyamatosságát jelentik. 1985-ben az alábbi eredményeket értük el:

* Kakas K., Rezessy G., Szabadváry L.

- részletező MFS szondázásokkal lehatároltuk Nyirádtól É-ra a jelenlegi karsztvízszint fölé emelkedő triász rögöket és kísérletet tettünk a rögök tetején levő bauxittelek kimutatására;
- az iharkúti bauxitelőfordulás Ny-i előterében reflexiós, MFS és tranziens mérésekkel kutattuk a „Bakonyjákó-ÉK” közepes mélységű, bauxitra perspektivikus zónát;
- részletező méréseket végeztünk és számos fúrásra tettünk javaslatot Iharkúttól É-ra és Pápavár–Gáthehy körzetében, aljzat kibúvásos területen;
- előkészítettük a Bakonyszentkirály–É kutatási területen a felderítő fúrások telepítését;
- folytattuk a részletező méréseket Bakonyoszlop közvetlen körzetében a bakonyoszlopi bauxitelőfordulás (I. koncentráció) lehatárolására és új telepek detektálására;
- megkezdjük a súri magasrög vonulat felderítő kutatásának geofizikai előkészítését;
- felderítő fúrások telepítésére Jancsármajor–Gyarmatpuszta kutatási területen végeztünk geofizikai térképezést;
- Tükröspuszta körzetében folytattuk a nagyrészt MFS méréseken alapuló munkát a felderítő fúrások előkészítésére és a bauxittelek lehatárolására; végül
- a BKV és a Tatabányai Szénbányák megbízásából MFS méréseket végeztünk a csordakúti bauxitterületen és az eddig elvégzett mérések eredményeit zárójelentésben foglaltuk össze.

Módszertani eredményeink közül kiemeljük a tranziens elektromágneses eljárás alkalmazását a kőszén-, a bauxit- és a vízkutatásban. Az ezzel kapcsolatos fejlesztő munkáról a módszertani részben számolunk be (2.2.1 fejezet). Sikeres kísérleteket végeztünk a mérnökgeofizikai szondázások felhasználására a felszínközeli bauxittestek részletező kutatásában (Pápavár–Gáthehy bauxit előfordulás). A nógrádi sikeres kísérleti mérések után a Dunántúli-középhegységben is alkalmaztuk a geoelektromos réteggövetéses (GRK) módszert (Oroszlány).

Nyersanyagkutatási programjaink közül egy szén- és egy bauxitkutatási témát ismertettünk részletesebben.

A geofizikai mérések eredménye alapján ebben az évben 30 szénkutató fúrást telepítettünk, ebből 26 fúrás talált műrevaló barnakőszén-telepet, 2 pedig indikációs értékű volt. A MÁFI-val együttműködésben végzett bauxitprognosztikai mérésekhez 23 fúrás kapcsolódott, ebből 8 volt bauxitra eredményes. A Bauxitkutató Vállalat a geofizikai eredményekre támaszkodva 1985-ben 207 fúrást mélyített, ebből 40 talált (jó minőségű) bauxitot, 28 pedig bauxitot indikált. A fúrastelepítést összesítve: a fúrások 90%-a igazolta a geofizikai eredményeket (azaz megtalálta a bauxitra reményteljes aljzatszerkezetet, vagy 15%-nál nem nagyobb mélységeltéréssel a kutatott határfelületet).

1.1.1 Eocén barnakőszén kutatás Lencsehegy-Dél területén*

Az esztergom–lencsehegyi működő bánya és a dorogi felhagyott VIII-as akna közötti területen 1982–83-ban gravitációs méréseket végeztünk a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából. A gravitációs Bouguer- és maradékanómália térkép (2. ábra) szerint a Strázsa-hegy–Kétágú-hegy vonalától DNy-ra ÉNy–DK csapású, szerkezeti árokként értelmezhető minimum-vonulat húzódik. Erre merőlegesen, tehát ÉK–DNy irányban felismerhető egy kisebb relatív amplitúdóval jelentkező minimum-sáv is, amely feltehetően egy kisebb mélységű és szélességű árok hatása. Ezekben — a két szomszédos bányaterület földtörténeti analógiája alapján — a MÁFI további jó minőségű barnakőszén-vagyont prognosztizált.

A területen 1985-ben 6 vonalon szeizmikus reflexiós méréseket végeztünk. A szelvényeken egyértelmű markáns reflexióként jelentkezik a triász időszaki medencealjzat (3., 4. ábra), amely tömör dachsteini mészkő. Mélysége a terület D–DNy-i részén 250–350 m, de a terület É–ÉK-i határán — a kutatási területet a lencse-hegyi bányaterülettől elválasztó 200–400 m magasságú lépcsős vetőrendszer közvetlen előterében — eléri a 650–750 m-t. A triász időszaki képződményeket viszonylag fiatal — az oligocén üledékképződés utáni, biztosan jelölhető — és idősebb, közvetlenül az eocén kőszénképződés után létrejött vetők harántolják. A vetők közötti területeken a rétegek nyugodt településűek. Maximális dőlésük 10–15°, É-i irányú.

A prognózist igazolta a LE–11/85 szelvény vonalában időközben mélyített K–24 és K–25 jelű fúrás. A K–24 fúrás 590–602 m mélységben 9 m vastag széntelepet harántolt a lencse-hegyivel azonos kifejlődésben, két rétegben, édesvízi mészkő betelepüléssel. A K–25 fúrás 390 m mélységben összesen 4 m kőszén harántolt, eocén fedő nélkül, a dorogi VIII-as akna széntelepes összetételéhez hasonló kifejlődésben, több rétegű édesvízi mészkő betelepüléssel.

Ezek alapján a K–26 fúrást a LE–14/85 szelvény hasonlóan nyugodt településű szakaszára tűztük ki.

* Majkuth T., Molnár I., Rezessy G., Bernhardt B. (MÁFI).

1.1.2 Bauxitgeofizikai előkutatás 1981–1985-ben*

A magyarországi bauxit jelenlegi és távlati népgazdasági jelentősége a földtani kutatás kiemelt fontosságú feladatává teszi a bauxittelepek folyamatos, állandóan korszerűsödő módszerekkel történő kutatását.

A VI. ötéves tervidőszak alatt a Központi Földtani Hivatal megbízásából a Magyar Állami Földtani Intézet a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet (ELGI) közreműködésével hosszú távú célprogramokkal megalapozott előkutató programot indított. A munkában jelentős szerepet vállalt a Magyar Alumíniumipari Tröszt (MAT) és a Bauxitkutató Vállalat. Ezen programok összeállítását az tette lehetővé, hogy megváltozott a földtani kutatás finanszírozási rendszere, ami az állami költségvetés és a vállalatok közötti kutatási költségvállalás és kockázat egyértelműbb elválasztását eredményezte. Ezzel egyidejűleg megindult a kutatási fázisok feladatainak újrafogalmazása, korszerűsítése, amely ugyancsak szorosan kapcsolódik a pénzügyi és kutatási irányítási kérdésekhez.

Az előkutatást a legkevésbé ismert reménybeli területek bauxitföldtani vizsgálatára irányítottuk annak érdekében, hogy a feltételezett modellt igazoljuk vagy cáfoljuk, és kellő rangsorolással a felderítő kutatásra érdemes területek mennyiségét, választékát növeljük. Tettük ezt azért, mert az elmúlt évtizedben a nem közvetlen bányászati érdekeltségű, az ismert területekhez közvetlenül nem kapcsolódó reménybeli területek kutatása háttérbe szorult és ez az ország ütemes, távlati bauxitellátását — az ez ideig ismeretlen lehetőségek kihasználását — veszélyeztette.

Eddigi tapasztalataink szerint az előkutatás módszerei a kutatási terület földtani–geofizikai modelljétől, a várható teleptípustól és mélységtől, valamint az ismeretességtől függően nagymértékben változnak.

Jelenleg három területtípus megkülönböztetése célszerű a bauxit várható települési mélysége szerint:

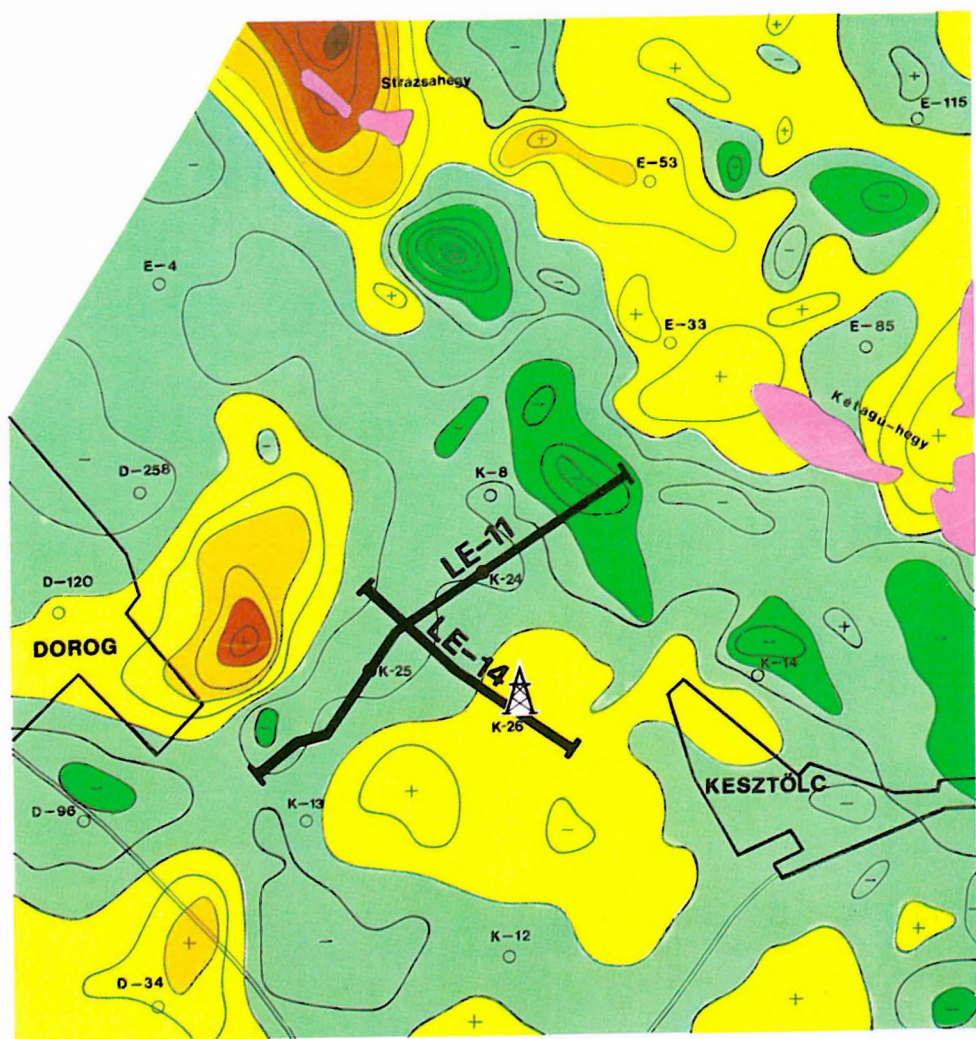
0–60 m, 60–200 m, 200–400 m.

A 60 méteres mélységhatárt az indokolja, hogy e mélységnél kisebb mélységben található bauxit külfejtéses bányászattal kitermelhető. A 200 méteres mélységhatár a jelenlegi világpiaci árak alapján a kedvező gazdaságossággal termelhető bányászat határa. A 400 méteres mélységhatár pedig a kutatásra jelenleg még érdemes mélységet jelzi.

a) 0–60 m fekülmélységű területek

Ebben a mélységintervallumban kis kiterjedésű, árkos–töbrös bauxittelepeket, illetve teleproncsokat kutatunk. Ha a területen a fedő és fekvő fizikai para-

* Szabadváry L., Farkas I.



1 ●

2 —

3 ■

0 400 800m

2. ábra. A Lencsehegy-Dél kutatási terület gravitációs maradékanomália térképe a szeizmikus reflexiós mérések helyszínrajzával

1 — szeizmikus szelvényre telepített produktív fúrás; 2 — szeizmikus reflexiós vonal; 3 — triász medencealjzat-kibúvás

Fig. 2. Gravity residual anomaly map with location of seismic reflection profiles of area Lencsehegy-South

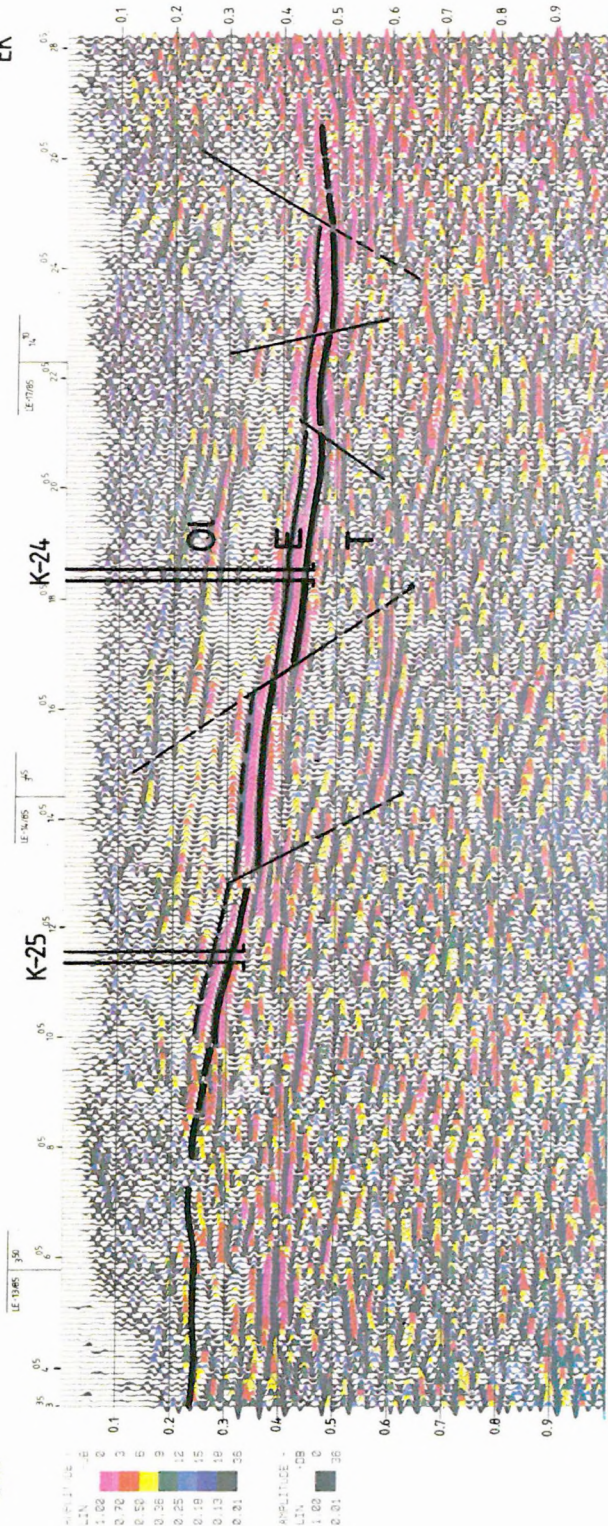
1 — borehole penetrating coal, located on seismic reflection profiles; 2 — seismic reflection profile; 3 — outcrop of Triassic basement

Рис. 2. Карта остаточных гравитационных аномалий со схемой расположения профилей сейсморазведки МОВ по месторождению Ленчехедь-Юг

1 — буровая скважина, заданная на основании данных сейсморазведки; 2 — профиль сейсморазведки МОВ; 3 — выходы триасового фундамента

DNY

ЭК



3. ábra. LE-11/85 migrált reflexiós időszelvény amplitúdó szerint színezve
- Fig. 3. Migrated reflection time section LE-11/85, coloured according to amplitude strength
- Рис. 3. Миграционный временной разрез LE-11/85 в поамплитудной раскраске

ÉNY

1E NUBS

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

05

205

05

1E

4. ábra. LE-14/85 migrált reflexiós időszelvény amplitúdó szerint színezve

Fig. 4. Migrated reflection time section LE-14/85, coloured according to amplitude strength

Рис. 4. Миграционный временной разрез LE-14/85 в поамплитудной раскраске

métereit nem tisztázták, akkor az előkutatás első lépcsőjében ennek tisztázása a cél. A második fázisban a további kutatásra érdemes, illetve a gyakorlatilag meddőnek tekinthető részterületek megbízható elkülönítése a cél. Emellett egy-egy lehetséges bauxittároló szerkezet körülhatárolására is törekszünk a várható bauxitföldtani modellek tisztázása érdekében.

A geofizikai kutatást megelőzi a földtani térképezés, amely lehetőséget ad arra, hogy a geofizikai mérések — a már ismertetett „nagy kockázatú” területen belül — a bauxit szempontjából kedvezőbb részterületeken kezdődjenek.

A vizsgálandó területek nagysága és a rendelkezésre álló pénz csekélyisége miatt a tervezésnél fontos szempont volt, hogy lehetőleg ne kerüljön nagyobb költségű hálózatos kutatás később meddőnek minősített területre.

A földtani szempontból kevésbé ismert területeken a szelvénymenti geofizikai mérések és a földtani adatok egybevetése után az elsődleges földtani–geofizikai modell meghatározható. Később az érdekes földtani egységeken végzett hálózatos mérésekkel jó helyre telepített fúrással a területre jellemző teljes rétegsort megismerjük. Az előkutatás második fázisában a szelvénymenti mérések alapján tervezett nagyobb kiterjedésű hálózatos mérésekkel a kutatófúrások már reménybeli bauxittároló szerkezetekre is telepíthetők.

A 0–60 m-es fekülmélység intervallum geofizikai kutatásának fő módszere a VLF ellenállásmérés, amely alkalmas a nagy ellenállású fekülibúvások lehatárolására és a fekübmélyedések helyének kijelölésére. Ahol az egészen sekély (0–10 m) mélységtartomány kutatása a feladat, ott a VLF mérések kiegészítésére használjuk az RF (rádiófrekvenciás) mérést, amelynek a behatolási mélysége kisebb, mint a VLF ellenállásmérésé.

A VLF módszerrel kapott reménybeli anomáliák vertikális felbontását vertikális elektromos szondázásokkal (VES) és Maxi-Probe elektromágneses szondázásokkal végezzük. A VES mérések segítségével az egészen kis mélységek (0–10 m) is kutathatók és a módszer megadja a kimutatott rétegek valódi ellenállását is. A Maxi-Probe módszer csak a 20–30 méternél nagyobb mélységek kutatására alkalmazható, ezeknek a frekvencia-szondázásoknak azonban nagyobb a vertikális és horizontális felbontóképességük, mint a VES szondázásoknak. A módszerek alkalmazásának megoszlását az 5. ábra mutatja be.

b) 60–200 m fekülmélységű területek

Ebben a mélységintervallumban a lencsés és rétegszerű bauxittelek kutatásának uralkodó geofizikai módszere a Maxi-Probe rendszerű elektromágneses frekvencia-szondázás (5. ábra). A frekvencia-szondázások telepítéséhez tudni kell a főbb tektonikai irányokat, vetőket. Ehhez potenciáltérképezést (PM) és/vagy — ha a földtani modell úgy kívánja — gravitációs előkészítő méréseket végzünk.

A potenciáltérképezés azokon a területeken alkalmazható jó eredménnyel,

ahol a bauxit fedőjében nincs „árnyékoló”, tehát nagy fajlagos ellenállású képződmény. Ha van, akkor két változat lehetséges:

- ha az árnyékoló réteg sűrűsége nem tér el lényegesen a többi fedőüledékekétől, akkor mikrogravitációs felmérést végzünk, mert a fedőüledékekhez képest az alaphegység nagy sűrűségkontrasztal jelentkezik;
- ha a gravitációs módszert nem tudjuk alkalmazni, akkor TURAM térképezést végzünk, amely elektromágneses eljárás, tehát behatol a nagy fajlagos ellenállású összlet alá is. Ennél a módszernél értelmezési és méréstechnikai nehézségeink vannak, mivel a medencealjzat mélységváltozása csak néhány százalék anomáliát okoz a mért térjellemezőben.

A térképezéssel feltárt földtani objektumok vertikális tagolását elektromágneses frekvencia-szondázással végezzük. Egyszerűbb modelleknél VES szondázásokat is alkalmazunk.

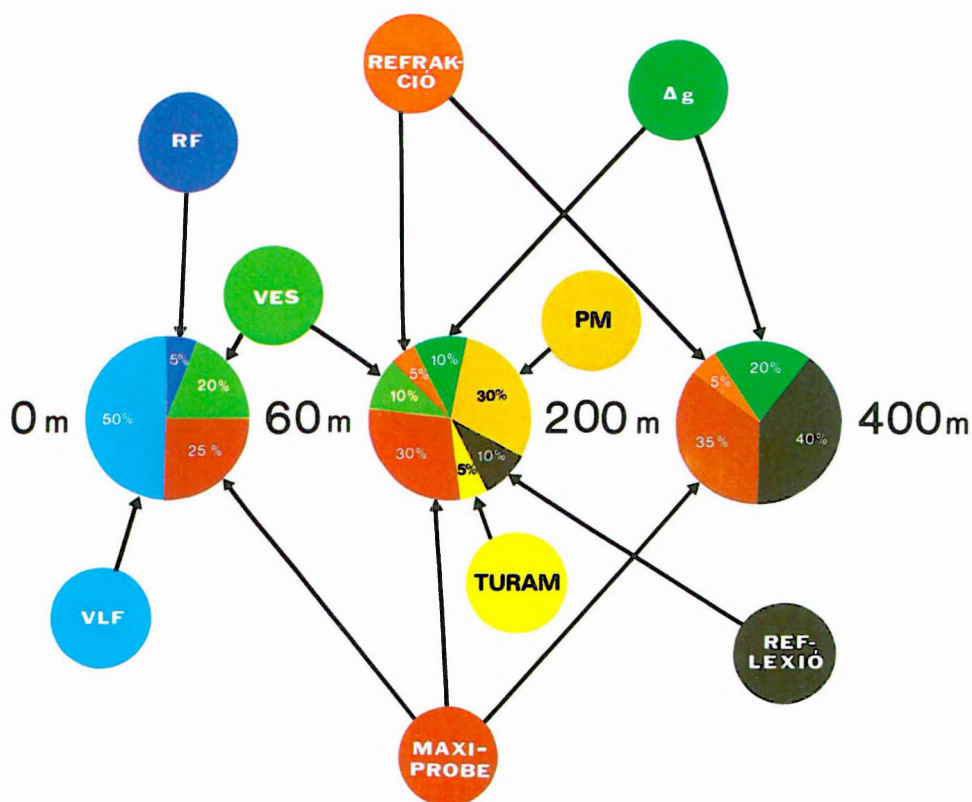
Bonyolult földtani modelleknél a szeizmikus reflexiós módszer nagyfrekvenciás változatát alkalmazzuk. Az egyszerűbb földtani modelleknél, ahol csak az alaphegység morfológiáját kell meghatározni, ott sikeresen alkalmazható a szeizmikus refrakciós módszer is.

c) 200–400 m fekülmélységű területek

Ebben a mélységintervallumban a geofizikai kutatást a gravitációs anomália térképek alapján tervezett szeizmikus reflexiós mérésekkel és Maxi-Probe elektromágneses frekvencia-szondázással végezzük. Eddig ilyen területekről szereztük a legkevesebb tapasztalatot. Mivel a jövőben — egyéb híján — a bauxitbányászatnak ilyen mélységű telepekre is szüksége lesz, ezért a VII. öt-éves terv geofizikai módszertani fejlesztését ehhez az igényhez is igazítanunk kell. A geofizikai módszerek horizontális és vertikális felbontóképességének mélység szerinti növelésére azért van szükség, mert jelenlegi módszereink felbontóképességének mélység szerinti csökkenésével nem arányosan növekszik a kutatandó (bányaművelésre még alkalmas) bauxittároló szerkezetek horizontális és vertikális mérete.

A kutatás optimális menete ebben a mélységintervallumban a következő. A gravitációs anomália térképek alapján telepített szeizmikus reflexiós szelvény bauxitföldtanilag kedvező helyén, rá merőlegesen Maxi-Probe elektromágneses szelvényt mérünk, így megismerjük a kutatandó földtani alakzat térbeli helyzetét. Ezzel elkerüljük azt, hogy a telepítendő kutatófúrás a szeizmikus szelvényvel párhuzamos, vagy annak közvetlen közelében levő vetőzónába, sasbérc oldalára stb. kerüljön.

A geofizikai méréseket és ehhez csatlakozóan a fúrásos tevékenységet két ütemben végezzük. Ez azért indokolt, mert az első ütem fúrásainak mélyítése során még fölvetődhetnek olyan feladatok és problémák (pl. a várttól lényeg-



5. ábra. A bauxit-elő kutatás geofizikai módszerei a kutatási mélység függvényében

Fig. 5. Methods of reconnaissance bauxite exploration depending on depositional depth

Рис. 5. Геофизические методы поисков бокситов как функция глубины исследований

gesen eltérő mélységviszonyok, nem várt kőzetek, területbővülés és -szűkülés stb.), amelyek megoldása még az előkutatás feladata.

A VI. ötéves terv folyamán hat területen végeztünk előkutatást:

- a) Gerecse hegység DK-i előtere;
 - b) Villányi-hegység;
 - c) Kehida-Zalaudvarnok;
 - d) Bakonyjákó;
 - e) Gerencepuszta.
- a) A Gerecse hegység DK-i előterének módszeres előkutatása 1982-ben kezdődött. Az elmúlt időszak alatt három részterület előkutatása fejeződött be:
- a somlyóvári területen 4 bauxitlencsét tárt fel a kutatás (1983. Évi Jelentés 1.1.2 fejezete);
 - a szári területen az előkutatás két bauxitlencsét talált (1984. Évi Jelentés 1.1.1 fejezete);
 - a tükröspusztai területen találtuk a legtöbb és legjobb minőségű bauxitot 3 lencsében (1982. Évi Jelentés 1.1.2 fejezete).
- Több részterületen folyamatban van az előkutatás, amelyek lezárása a VII. ötéves tervben várható:
- a felsőgallai területen eddig még bauxitra utaló indikációkat nem tárt fel a kutatás;
 - a vázsonypusztai területen három, bauxitot harántoló fúrás mélyült, a zárójelentés elkészítése és a terület értékelése folyamatban van;
 - a szomori területen eddig csak bauxitindikációt tartalmazó fúrás mélyült, a kutatás 1985-ben kis mélységben széntelepet talált, amelynek részletes kutatása megtörtént;
 - az 1985-ben megkezdődött gravitációs előkészítéssel a gyermelyi és gyarmatpusztai mélyterület előkutatása.
- b) A Villányi-hegység bauxit előkutatását a nagyharsány-hegyi bauxitkibúvás indokolta. A bauxit jura és kréta mészkő között található, gyakran meredek dőlésű helyzetben. A reménybeli terület 300×300 m-es kvázi-hálózatu gravitációs felmérése befejeződött, majd két szeizmikus reflexiós szelvény alapján a MÁFI-val közösen két előkutató fúrásra tettünk javaslatot, amelynek mélyítése a közeljövőben várható.
- c) Kehida-Zalaudvarnok térségében a VI. ötéves tervben kezdődött és be is fejeződött a bauxit előkutatás. A kutatást az indokolta, hogy a rendelkezésünkre álló adatok alapján a terület földtani felépítése hasonlított a csabrendeki produktív területhez. A geofizikai kutatásra alapozott fúrások nem igazolták az előzetes várakozást. A terület nem a csabrendeki, hanem az attól mélyzónával elválasztott ukki terület ÉNy-DK-i

irányú — 7–8 km-es horizontális elmozdulás hatására délebbre került — folytatása, így bauxitperspektivitása kicsi (1983. Évi Jelentés 1.1.2 fejezet).

- d) A bakonyjákói előkutatást a BKV-val együttműködve végeztük. A kutatást az indokolta, hogy itt nagyobb mélységben ugyanazok a képződmények találhatók, mint az iharkúti produktív, kiemelt helyzetű területen. A kutatófúrások — bár bauxitot nem harántoltak — igazolták a feltételezett földtani felépítést, ezért a felderítő fázisú továbbkutatás indokolt.
- e) A gerencepusztai területen a feladat egy nagy kiterjedésű, rossz topográfájú, kevéssé perspektivikus terület gazdaságos megkutatása volt. A geofizikai méréseket megelőzte a légifényképezés és a földtani térképezés. A geofizikai méréseket csak a perspektivikusnak tetsző részeken végeztük el. A fúrások itt sem harántoltak bauxitot, csak néhány jelentéktelen bauxitindikációt találtak, s így a terület perspektivitása egészében tovább csökkent.

A VI. ötéves tervidőszak alatt az ELGI-ben több fontos módszer- és műszerfejlesztési eredmény született, amelyeket beépítettünk a bauxit előkutatás folyamatába. Ezek közül a Maxi-Probe elektromágneses frekvencia-szondázások bauxitföldtani módszertanának kidolgozását említjük. A szeizmikus műszerfejlesztés, a nagyfrekvenciás rezgéskeltés és -észlelés lehetővé tette az egészen kis mélységek kutatását. Így már 100 méteres mélységből is jó adatokat kaptunk. Kifejlesztettünk egy rádiófrekvenciás ellenállásmérő berendezést, amely a 0–15 méteres mélységintervallum kutatását tette lehetővé. A DIAPIR műszercsalád kifejlesztésével és alkalmazásával korszerűsödött a hagyományosnak számító VES módszer is.

Eredményesnek tekinthető a számítógépes Kutatási Információs Rendszer alkalmazása a bauxit előkutatásban (pl. Somlyóvár, Tükrösópuszta), de elterjedésével nem lehetünk elégedettek. A fúrások közötti térrészt átvilágító geofizikai módszereknek — pl. a „fúrás-felszín” (FFG) és „fúrás-fúrás” (BFG) méréseknek — az előkutatásban alárendelt szerepük van, de a bauxitföldtani modellek meghatározásában alkalmazásukra az eddigieknél nagyobb arányban van szükség.

A VI. ötéves terv kutatásai természetesen felvetettek olyan problémákat is, amelyeknek a megoldása az elmúlt tervidőszakban nem sikerült. Például a 0–60 méteres mélységintervallum felső harmadában nem rendelkezünk kellően hatékony és megfelelő felbontóképességű szondázó eljárással, ezért a Maxi-Probe rendszer frekvenciatarományának kibővítését tervezzük a magasabb (1 MHz) frekvenciák irányába. A sekély területek gyors és korszerű áttekintését a légi geofizikai módszerek alkalmazásával tervezzük megoldani. A légi elektromágneses mérések nem a felszíni kutatás helyettesítését, hanem a kuta-

tási idő rövidülését szolgálják, a nagy területek gyors áttekintését, valamint a felszíni geofizikai módszereknek a perspektivikus területekre történő átcsoportosítását teszik lehetővé. A légi mérések előnye, hogy a földi VLF mérések átlagosan 30 m-es kutatási mélységével szemben behatolási mélységük elérheti a 60 m-t, vagyis a felszíni bányászat mélységével összhangba hozható a kutatás mélysége. Nehézséget jelent a 60 méternél mélyebb aljzatú területek kutatásánál a bonyolult, háromdimenziós, „árnyékolóval” fedett hatók geofizikai térképezéssel történő kutatása. Itt a tranziens módszer (TEM) alkalmazásától várunk új eredményeket. A tranziens eljárás első tapasztalatait jelen Évi Jelentés módszerfejlesztési fejezete tartalmazza.

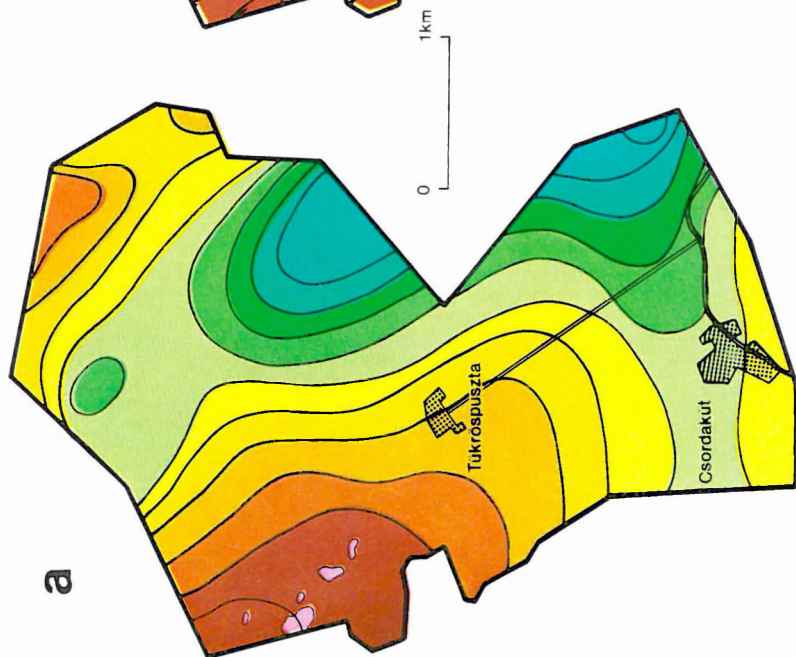
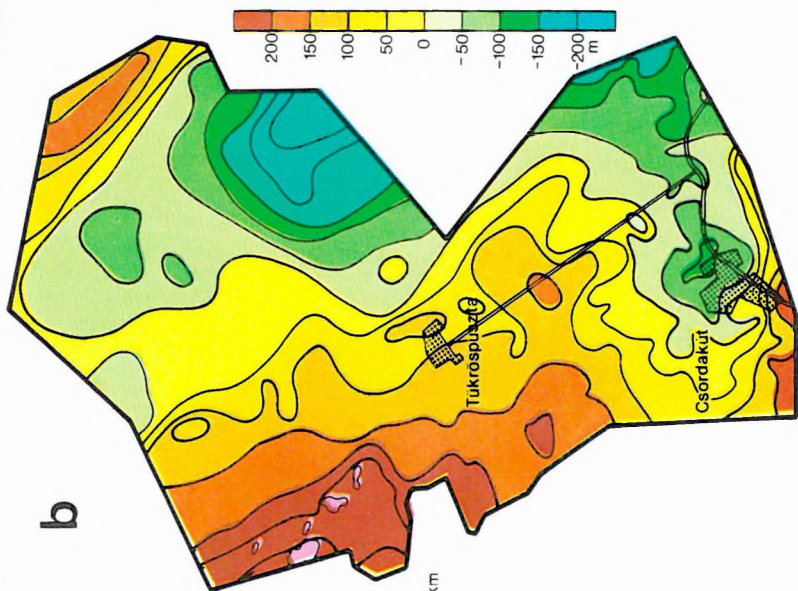
Több területen előfordul, hogy a mezozoos medencealjzatot nem földolomit, vagy dachsteini mészkő alkotja, hanem az úgynevezett „átmeneti rétegcsoport” (helyenként kösszeni fácies). Ez geofizikai szempontból azt jelenti, hogy az aljzat fajlagos ellenállása nem nagy (50–500 Ω m). Ilyen modell esetén a geoelektromos módszerek ezt a rétegcsoportot a fedőösszlethez sorolják, kis kiterjedése esetén a fajlagos ellenállás csökkenését bauxittároló szerkezetnek értelmezhetjük, holott bauxitelőfordulásra e fácies megjelenése kedvezőtlen. A kérdés megoldására a szeizmikus reflexiós és refrakciós módszerek fejlesztését tervezzük.

Az elmúlt időszak bauxit előkutatási tevékenységének szemléltetésére a csordakút–tükröspusztá–vasztélyi terület kutatási eredményeit mutatjuk be. A geofizikai kutatás első lépéseként átnézetes gravitációs felmérést végeztünk, amelynek eredményét a 6/a ábrán mutatjuk be. A vastag oligocén összlettel fedett mezozoos medencealjzat kutatására a gravitációs módszer alkalmas, mivel a két képződmény között megfelelően nagy a sűrűségkontraszt. A Bouguer-anómália térkép (6/a ábra) jól korrelál a medencealjzat mélységterképével (6/b ábra), jelentősebb eltéréseket ott kapunk, ahol megjelenik egy köztes sűrűségű vastagabb összlet (pl. eocén mészkő).

A terület 1985. december 31-i állapotnak megfelelő megkutatottságát a 7. ábra mutatja. A területen 1980-ban a Csordakút–É területen kísérleti geofizikai mérésekkel kezdődött a kutatás, s 1986. I. negyedévében elkészült a részletes fázisú kutatás zárójelentése. A Csordakút–D területén az előzővel egyidőben elkészült a felderítő fázisú kutatás zárójelentése. A 8. ábrán egy jellemző Maxi-Probe elektromágneses szelvényt mutatunk be. A közel 300 méteres mélységben található néhány méter vastag bauxit közvetlen kimutatására nem vállalkozhattunk, viszont 4 szintet megbízhatóan követni tudtunk. Az „A” szint a triász időszaki földolomit határa, a „B” szint az áthalmozott dolomit határa, a „B₁” szint az eocén alveolinás mészkő határa, a „C” szint pedig az eocén összlet első nagy fajlagos ellenállású rétegét (mészkő, mészmárga, homokkő) jelenti. A csordakúti, produktívnak bizonyult terület K-i előterében, a tükröspusztai területen, az előkutatás 3 bauxitlencsét tárt fel. Ezek körülhatárolása és a terület felderítő fázisú kutatása jelenleg folyik.

A tükröspusztai terület K-i előterének, a vasztélyi területnek az előkutatása 1985-ben fejeződött be. Itt a geofizikai mérések sűrűsége már nem teszi lehetővé részletes mélységtérkép megszerkesztését, de 4 fúrás 3 bauxitlepet tárt fel.

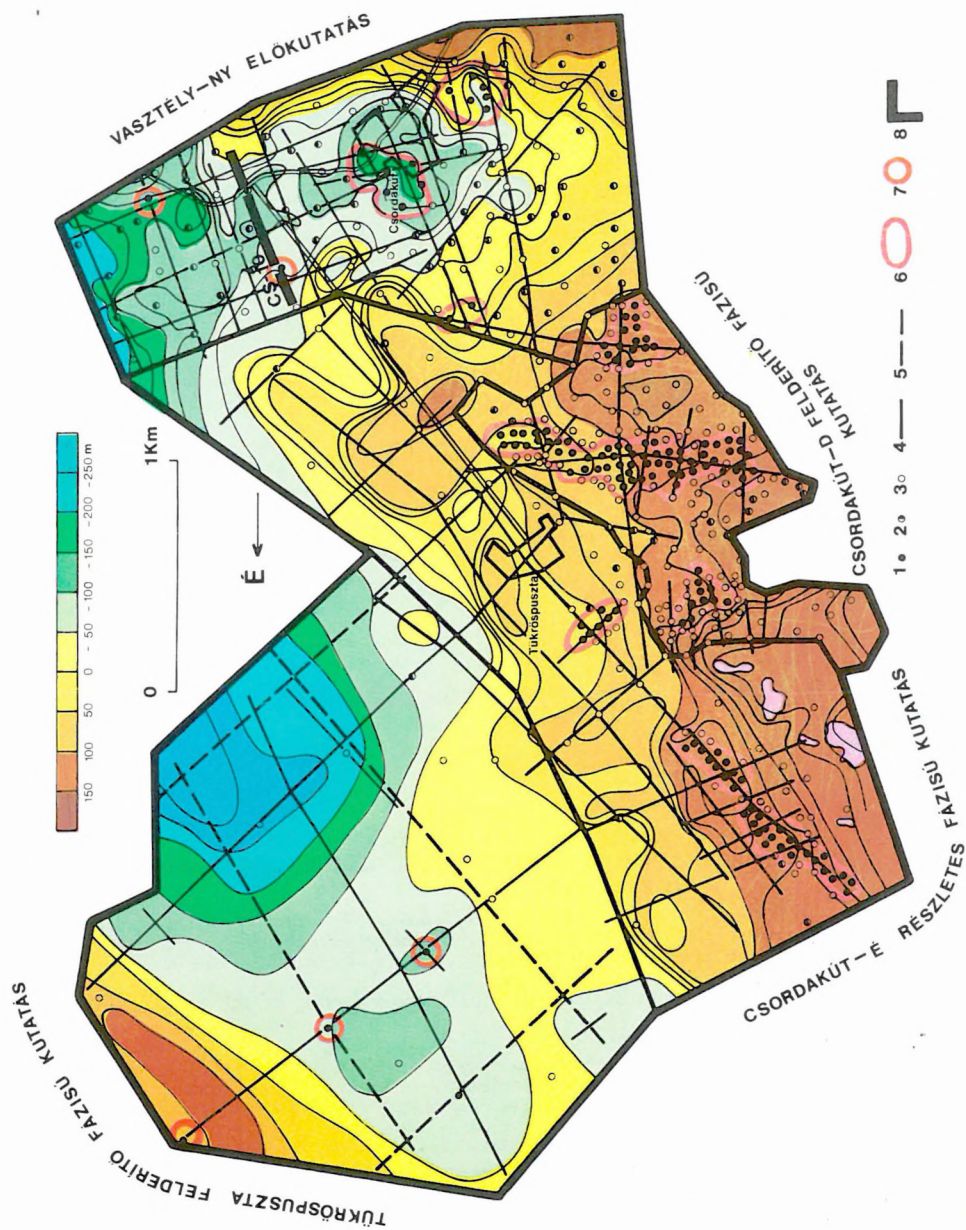
A bauxitkutatásban a KFH, MAT, MÁFI, BKV és ELGI szakemberei között jó szakmai és emberi kapcsolat alakult ki. Ennek köszönhető, hogy a bauxit előkutatás több, bauxitra reménybeli területet adott át az ipar számára továbbkutatásra.



6. ábra. Gravitációs Bouguer-anomália térkép (a) és a medencealjzat mélységtérképe (b) Csordakút–Tükröspuszta környékén

Fig. 6. Gravity Bouguer anomaly map (a) and basement contour map (b) of the area Csordakút–Tükröspuszta

Рис. 6. Карта гравитационных аномалий Буге (а) и карта глубин залегания фундамента (b) на месторождении Чордакут–Тюкрёш-пуста



7. ábra. Elő-, felderítő és részletes fázisú bauxitkutatás Csordakút–Tükröspusztá körzetében

1 — produktív fúrás; 2 — fúrás bauxit indikációval; 3 — meddő fúrás; 4 — Maxi-Probe elektromágneses szelvény; 5 — szeizmikus reflexiós szelvény; 6 — bauxitlencse határa; 7 — bauxitlencse egy fúrással feltárva; 8 — kutatási területhatár

Fig. 7. Different phases of bauxite prospecting of the area Csordakút–Tükröspusztá

1 — borehole penetrating bauxite; 2 — borehole with bauxite indication; 3 — barren hole; 4 — Maxi-Probe EM Sounding profile; 5 — seismic reflection profile; 6 — outline of lens; 7 — bauxite lens known from one borehole; 8 — limits of study area

Рис. 7. Поиски, предварительная и детальная разведка бокситов на месторождении Чордакут–Тюкрёшпушта

1 — продуктивная скважина; 2 — скважина с некондиционными бокситами; 3 — пустая скважина; 4 — электромагнитный профиль Макси Проб; 5 — профиль сейсморазведки МОВ; 6 — контур линзы бокситов; 7 — линза бокситов, вскрытая единственной скважиной; 8 — контур площади работ

8. ábra. Cs-10 Maxi-Probe elektromágneses szelvény

1 — triász dolomit; 2 — áthalmazott dolomit; 3 — alveolinás mészkő; 4 — nagy fajlagos ellenállású elektromágneses réteg határa; 5 — oligocén; 6 — bauxit; 7 — széntelepes összlet

Fig. 8. Maxi-Probe electromagnetic profile Cs-10

1 — Triassic dolomite; 2 — resedimented dolomite; 3 — alveolina limestone; 4 — electromagnetic layer boundary of high resistivity; 5 — Oligocene; 6 — bauxite; 7 — coal-bearing formation

Рис. 8. Электромагнитный профиль Cs-10 Макси Проб

1 — триасовые доломиты; 2 — переотложенный материал доломитов; 3 — альвеолиновый известняк; 4 — граница геоэлектрического слоя высокого сопротивления; 5 — олигоценовые отложения; 6 — бокситы; 7 — угленосная толща

A Kisalföld komplex geofizikai vizsgálatait a MÁFI-val egyeztetett program szerint folytattuk mérnökgeofizikai, középmedlységű VES-GP, valamint mélyszerkezet-kutató tellurikus és magnetotellurikus módszerekkel a korábban meghatározott célok érdekében (ELGI 1983. Évi Jelentés). E rövid összefoglalóban a 402. számú, 1:100 000 méretarányú térképlap területére vonatkozó közép- és mélyszerkezeti geoelektromos mérések néhány eredményét adjuk közre (9. ábra). A mérnökgeofizikát csak megemlítjük, ugyanis e módszer a sekélyfúrásokkal területileg már előbb jár (401–501. térképlap).

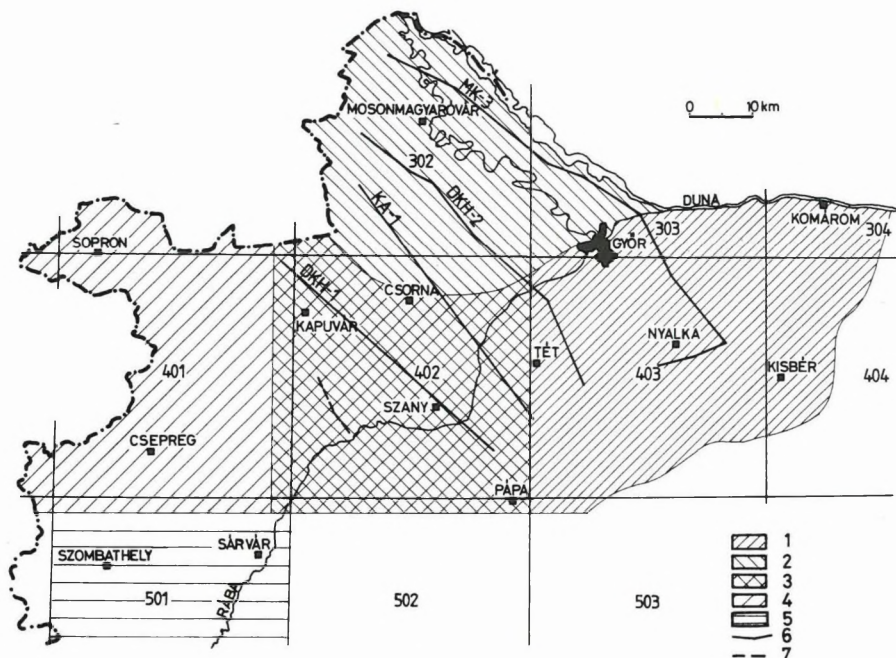
Mélyszerkezeti kutatás

A nagy mélységű földtani adatokat szolgáltató módszerek közül a tellurika területileg lépést tart a VES-GP mérésekkel, az MTS egy-, a szeizmika pedig kétéves lépésközzel követi azokat. A gravitációs térképek korszerűsítése minden módszert megelőz. Így a közölhető mélyszerkezeti eredmények csak rész-eredmények, s nemcsak a 402. térképlap területére vonatkoznak.

Gravitációs térképek korszerűsítése

Ez a munka a Kisalföld kutatásnak folyamatos része, lényegében az 1960-as évek elején végzett áttekintő graviméter mérésekből szerkesztett alaptérképek kiegészítése újabb mérési adatokkal. Ezek a térképek részben a Geofizikai Kutató Vállalat (GKV) 500×500 m-es hálózatban végrehajtott méréseinek többé-kevésbé összefüggő területeit ábrázolják a 302., 402. és 502. számú lapokon, részben pedig az ELGI kőszén- és bauxitkutatásaival kapcsolatos, 100×100 m-es hálózatban végzett méréseit a 401., 402. és 502. számú térképlapok D-i részén. E kiegészítésekkel olyan Bouguer-anómália térképünk lett, amely az 1984. évet megelőzően végzett valamennyi mérési adatot tartalmazza.

* Hobot J., Dudás J., Fejes I., Nemesi L., Varga G.



9. ábra. A Kisalföld kutatásának helyszínvázlata

1 — 1982–83. évi MGSz, VES–GP, TE mérések területe; 2 — 1983–84. évi MGSz, VES–GP, TE mérések területe; 3 — 1984–85. évi MGSz, VES–GP, TE mérések területe; 4 — 1985. évi MGSz, VES–GP, TE mérések területe; 5 — 1985. évi MGSz mérések területe; 6 — 1984–85. évi MTS szelvények; 7 — a 17. ábrán bemutatott MGSz szelvény nyomvonala

Fig. 9. Location map of the geophysical survey of the Danube–Rába lowland

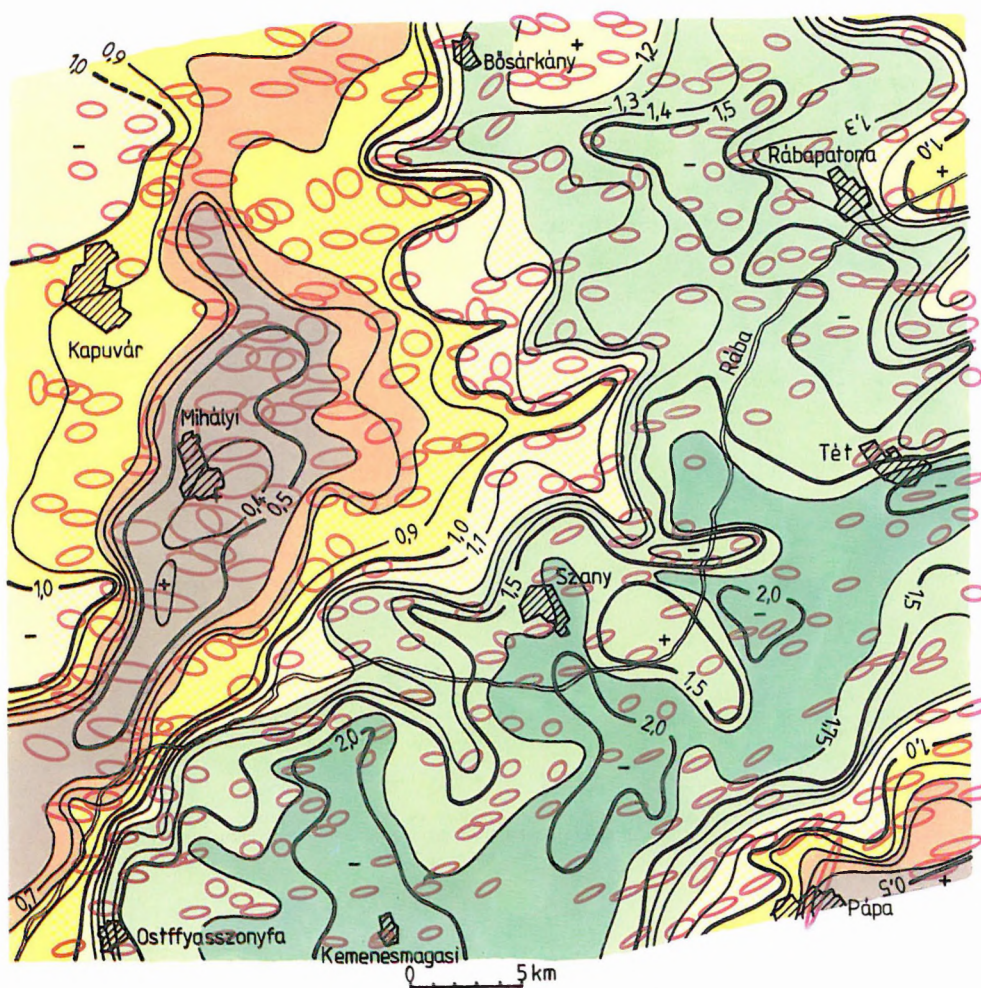
1 — area of engineering geophysical soundings (EGS), VES–IP and telluric (TE) surveys of 1982–83; 2 — area of EGS, VES–IP and TE surveys of 1983–84; 3 — area of EGS, VES–IP and TE surveys of 1984–85; 4 — area of EGS, VES–IP and TE surveys of 1985; 5 — area of EGS survey of 1985; 6 — magnetotelluric sounding profiles of 1984–85; 7 — location of EGS profile shown in Fig. 17

Рис. 9. Схема площади работ в Малой Венгерской впадине

1 — площадь работ методами MGS, ВЭЗ–ВП и ТТ в 1982–1983 гг.; 2 — площадь работ методами MGS, ВЭЗ–ВП и ТТ в 1983–1984 гг.; 3 — площадь работ методами MGS, ВЭЗ–ВП и ТТ в 1984–1985 гг.; 4 — площадь работ методами MGS, ВЭЗ–ВП и ТТ в 1985 г.; 5 — площадь работ методом MGS в 1985 г.; 6 — профиль МТЗ 1984–1985 гг.; 7 — профиль MGS, представленный на рис. 17

Tellurikus mérések

A 402. sz. térképlap területén közel 400 ponton mértünk. Az 1984. évi mérések időszakos bázispontját Kapuvár mellett telepítettük, amelynek A^{-1} értékét és a mérési pontok abszolút ellipsziseit — mint a korábbi évben — a Nyalka melletti (403. sz. lap, DK–1/3 MTS pont) főbázisra számítottuk át, így minden kisalföldi TE mérés erre vonatkozik. A mérési pontok bázisra



10. ábra. A Kisalföld tellurikus izoarea térképe, a mérési pontok abszolút ellipsziseivel

Fig. 10. Telluric isoarea map of the Danube-Rába lowland with anisotropy ellipses

Рис. 10. Карта теллурических изоареалов с абсолютными эллипсами при пунктах измерений

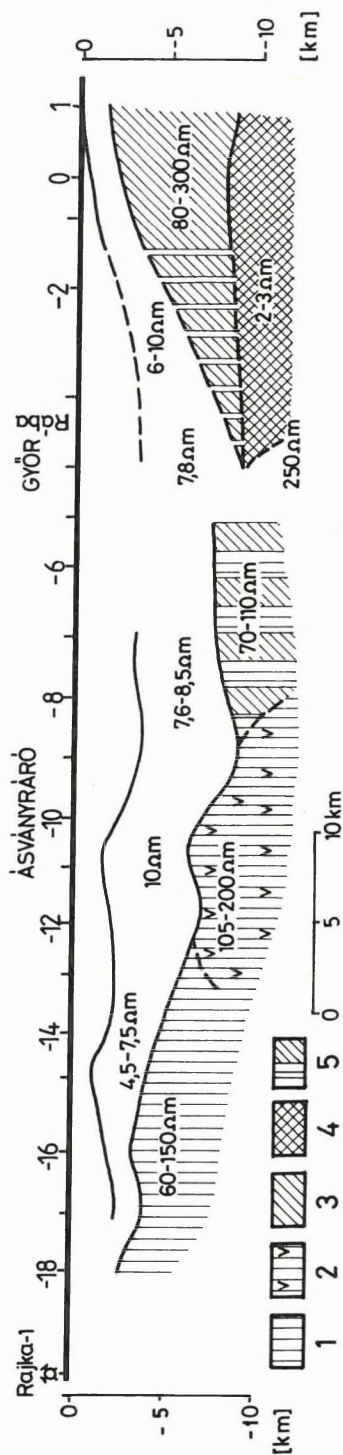
normált abszolút ellipszisei megadják az anizotrópia irányokat is. Az ellipszisek nagysága, azaz az A^{-1} értékek arányosak a mérési pontra jellemző relatív vezetőképességgel. Az anizotrópia ellipszisek és az A^{-1} értékek felhasználásával készült a 402. sz. lap területének izoarea térképe (10. ábra).

A térkép fő vonásaiban a gravitációs és a korábbi szeizmikus mérésekből (OKGT–GKV) ismert képet tükrözi, azaz DK-en a Dunántúli-középhegység fokozatosan mélyülő mezozoos képződményeit, Ny-on a répcelak–mihályi paleozoos gerincvonulatot. A két perem közötti nagy neogén medence, valamint a mihályi vonulatot kísérő tellurikus anomália képe néhány területen (Győr stb.) jelentősen eltér a gravitációs anomália térképektől. Ezek okait a folyamatban levő magnetotellurikus és szeizmikus mérések hivatottak feltárni.

Magnetotellurikus mérések

Az 1984–85. évi MT mérések a 302. sz. lapon, a Szigetközben és a Hanságban történtek az MK–3 és a DKH–2 jelű alapszelvény Ny-i meghosszabbításaként, illetve a 402. sz. lapon a KA–1 és a DKH–1 jelű szelvényben. A medencealjzat és az aljzatbeli jól vezető képződmények meghatározása a térség kisebb aljzattérségű területein (403. sz. lap) nem okozott problémát, a két felület hatása az MTS görbéken jól elkülönül. A medencealjzat ÉNy-felé történő mélyülésével, illetve a nagy ellenállású mezozoos aljzat vastagságának és fajlagos ellenállásának csökkenésével mind a medencealjzat, mind pedig a jól vezető képződmény mélységének meghatározása bizonytalanra vált. Az egyes képződmények hatása az MT görbéken a képződmény vezetőképességével arányos, ezért a két nagy vezetőképességű övezet között levő rosszul vezető és vékonyodó, csökkenő ellenállású aljzat hatása az impedancia- és az ellenállásgörbéken nagyon kicsi. A Győrhöz közeli MT pontokon az aljzat hatása már csak 10% körüli „anomáliát” okozott az impedancia görbéken. Esetenként a hatás nem is észrevehető, ez elsősorban a jól vezető képződmények kiékelődése területén tapasztalható. Ebben az esetben a kiértékelés többértelmű lehet, s csak a többi MT-szelvény és az MK–3 szeizmikus szelvény szigetközi szakaszának feldolgozása után határozható meg egyértelműen az aljzat.

Az MK–3 magnetotellurikus szelvény szigetközi szakaszának egy lehetséges értelmezését adjuk meg (1. ábra). Eszerint a medencealjzat Győrnél kb. 9 km mélységben van. A jól vezető képződmények kiékelődése a –3 és –4 pont között valószínűsíthető (Rába vonal). A paleozoos–mezozoos aljzatváltás nem olyan egyértelmű, mint az MK–1 szelvényben. (ELGI 1983. Évi Jelentés.) A –4 ponttól a –9 pontig egy nyugodt településű, igen nagy mélységű (8–9 km) medence található. Megjegyezzük, hogy a vázolt kiértékelési problémák miatt a jól vezető képződmények lehetséges ÉNy-i határa a szelvény –9 pontjánál is lehet. A –9 ponttól ÉNy-ra a nagy ellenállású aljzat mélysége csökken, fajlagos ellenállása a –12 pontig a kétszeresére nő (105–200 Ω m). Erre



11. ábra. MK-3 MTS szelvény a Szigetköz tengelyében (nyomvonalát lásd a 9. ábrán)

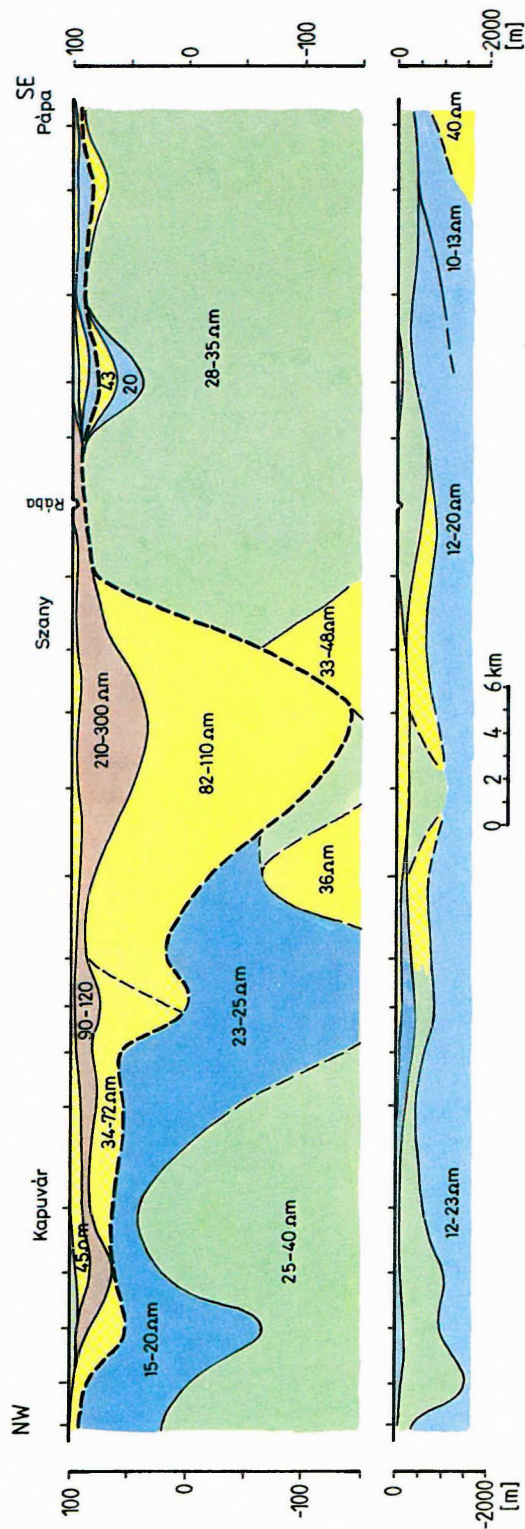
1 — paleozoos aljzat; 2 — paleozoos vulkáni képződmények; 3 — mezozoos aljzat; 4 — aljazton belül jól vezető képződmény; 5 — bizonytalan anyagú és korú aljzat

Fig. 11. Magnetotelluric sounding profile MK-3 (for location see Fig. 9)

1 — Palaeozoic basement; 2 — Palaeozoic volcanic rocks; 3 — Mesozoic basement; 4 — conducting zone in the basement; 5 — basement of unidentified age and composition

Рис. 11. Профиль МТЗ МК-3 по оси острова Дуная Сигеткёз (положение см. на рис. 9)

1 — палеозойский фундамент; 2 — палеозойские вулканы; 3 — мезозойский фундамент; 4 — проводящие образования внутри фундамента; 5 — фундамент неясного возраста и состава



12. ábra. Egy geoelektromos rétegszelvény a 402. sz. térképlapról, a rétegsorok ellenállásával

Fig. 12. A geoelectric profile from map No. 402, with resistivities of geoelectric sequences

Рис. 12. Геоэлектрический разрез по листу 402 с сопротивлениями слоев

a szelvényszakaszra esik az ismert szigetközi nagy mágneses maximum centruma. Itt a neogén összlet ellenállása is nagyobb ($10\ \Omega\text{m}$), mint a szelvény más szakaszain. A -12 ponttól a szelvény végéig a paleozoosnak értelmezett aljzat Rajka irányában fokozatosan emelkedik, de még a -18 ponton is 2000 m -nél mélyebben van. A szelvénybe eső relatív tellurikus és gravitációs maximumoknak az MT mérések szerint nem szerkezeti, hanem litológiai okai vannak. Erre utal a Szigetköz igen vastag ($4\text{--}6\text{ km}$) neogén vezérrétegének ellenállás-változása ($4,5\ \Omega\text{m}$ -tól $10\ \Omega\text{m}$ -ig), valamint a legfelső összletben helyenként megjelenő $28\text{--}41\ \Omega\text{m}$ -es közbetelepülés is.

Közepes mélységű geoelektromos mérések

A térképlap területének legnagyobb része a kutatás $500\text{--}700\text{ m}$ mélységéig három alapvető görbetípussal jellemezhető (KQHK, QHKQ, AKQQ), ami nagy vonalakban három — később részletesen elemzett — területrészt jelent.

A kutatás területén jelentős üledék települési eltérés követhető a bemutatott geoelektromos rétegszelvényen, mind a felszínközeli, mind pedig a mélyebben fekvő rétegsoroknál (*12. ábra*). A felszínközeli rétegsor alatt a kutatás mélységéig terjedő összletet általában 4 eltérő vastagságú és ellenállású réteg alkotja. A geoelektromos rétegszelvények fúrásokkal való összevetése alapján a *pleisztocén–pannon határ* a terület egy részén jól egyezik (vastag szaggatott vonal) a geoelektromos réteghatárokkal. A terület középső részén, a Rába-völgy felső szakaszán ez a határ sem a geofizikai mérésekből, sem a fúrásokból nem egyértelmű.

A *pleisztocén összlet* a terület legnagyobb részén 3 geoelektromos rétegből áll. A felső, igen változó összetételű réteg alatt egy erősen rétegzett, $90\text{--}300\ \Omega\text{m}$ -es, homokos–kavicsos összlet van. A pleisztocén összletnek az alsó, főleg a terület középső részére jellemző képződménye a $34\text{--}110\ \Omega\text{m}$ közötti ellenállású, sok homokréteget tartalmazó rétegsor, amely korhatár-bizonytalanság miatt helyenként felső pannóniai is lehet.

A *felső pannóniai összlet* a kutatás mélységéig szintén három, változó kifelődésű és vastagságú rétegsoportra bontható. A pleisztocén alatt közvetlenül egy alacsony ellenállású ($15\text{--}25\ \Omega\text{m}$), erősen rétegzett homokos agyag összlet települ. Ennek felszínén, vagy az összletben valószínűsítettük a pleisztocén–pannon határt. A következő, jól követhető, jelentős vastagságú rétegsor $25\text{--}50\ \Omega\text{m}$ ellenállású. Összetétele a fúrások szerint: agyag, agyagmárga, homok, homokkő rétegek váltakozása. A szelvényben a felső pannóniai összlet legjellemzőbb rétegsora $10\text{--}25\ \Omega\text{m}$ ellenállású, melynek vastagsága a mérésekből már nem határozható meg. Összetételében a felette települt rétegsorhoz hasonlít, de lényegesen vékonyabb homokrétegekkel. Az ábra alsó szelvénye a mélyebben fekvő üledékek ellenállását és szerkezeti helyzetét mutatja.

A kis mérési pontsűrűség és a vele összemérhető litológiai finom szerkezet-

változás miatt egyes képződmények szintvonalas térképi ábrázolása — mint korábban — itt is nehézségeket jelent. Ezért a paraméterek területi ábrázolásánál megmaradtunk a különböző mélységtartományokra vonatkozó átlagellenállás térképeknél. Ezek közül a 100 m-es és az 500 m-nél nagyobb mélységre vonatkozó térképeket mutatjuk be (13. ábra, 14. ábra). Hasonlóképpen adjuk meg a látszólagos polarizálhatóság változásainak térképeit is a különböző behatolási mélységekre. Ezekből, példaként a 100 m behatolási mélységűt mutatjuk be (15. ábra). A különböző átlagellenállás és polarizálhatóság térképek $\rho-P$ értékpárjaiból három különböző mélységintervallumra megszerkesztettük a terület litológiai vázlatait, melyek közül szintén a 100 m-es mélységűt mutatjuk be (16. ábra). Ezek izovonalai átlagos szemcseméretet jelentenek (d), a képződmény megnevezése viszont a vízföldtani paraméterekhez (porozitás, vízvezető képesség) ad becslési lehetőséget.

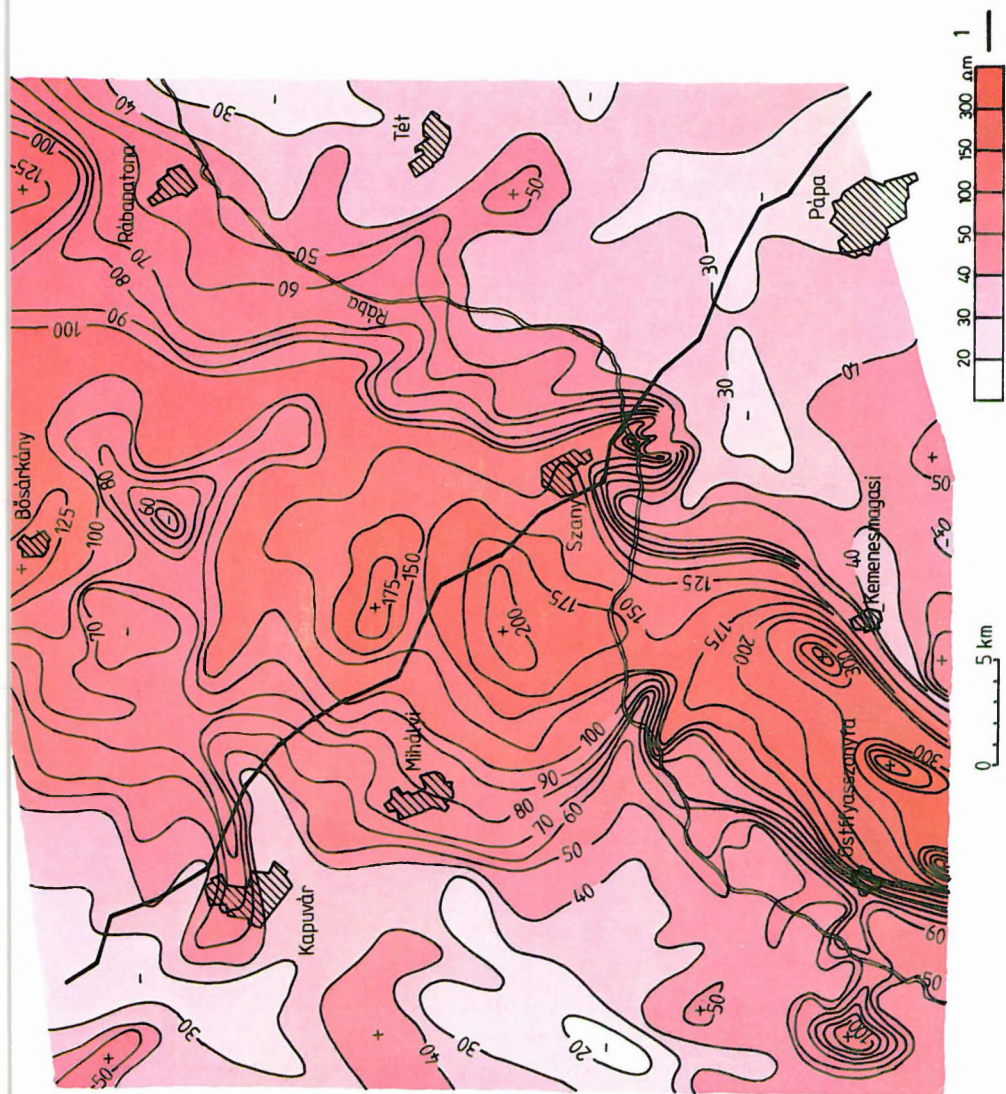
Már a VES görbék különböző típusaiból is szembetűnő területi elkülönülés körvonalazható. A változást tükröző területhatárok az átlagellenállás térképeken és a litológiai vázlatokon határozottan egybeesnek, a GP térképeken árnyaltabbak, tagoltabbak. A VES-GP mérések értelmezése alapján a vizsgált terület sztratigráfiai alapon az alábbi három részre különíthető el:

- A Rábapatoná-Szany-Kemenesmagasi vonaltól K, DK-re eső, K-i terület;
- A Bősárkány-Mihályi-Ostffyasszonyfa vonaltól Ny-ra fekvő, Ny-i terület;
- A K-i és a Ny-i terület között az ún. Rába-medence területe.

K-i terület: a VES görbék típusa itt QHKQ. A felszínközeli összlet több és zavartabb településű rétegből áll. Az alatta települt rétegek nyugodtabbak, egyértelműbben követhetők. A pleisztocén összlet D-i irányban kivékonyodik. Az alacsony és közepes ellenállásokhoz igen változó polarizálhatóság tartozik. A litológiai vázlatok alapján jellemzők itt a kőzetlisztes, márgás kifejlődésű rétegek, de a felsőbb szintekben vékonyabb homokrétegek is vannak.

Ny-i terület: az ellenállás térképek alapján a medence Ny-i, peremi zónája. A VES görbék típusa KQHK. A felszínközeli összletekben kevesebb és nyugodtabb településű réteg van. A felső pannóniai összlet szeszélyesebb, változóbb felépítésű, benne még nagyobb mélységben is előfordulnak durvább szemcséjű rétegvastagodások. A pleisztocén D-i irányban itt is kivékonyodik. A közepes és alacsony ellenállású területrészekhez D-en magasabb, É-on alacsonyabb polarizálhatóság tartozik. A litológiai vázlatok alapján az üledékek finom szemcséjű kőzetlisztes, finomhomokos rétegsorok, s a mélység növekedésével csak kisebb homoklencsékre lehet következtetni.

A Rába-medence területe: a VES görbék típusa a területrész É-i felén AKQQ, D-i részén KQHK. A területi ellenállástérképek legszembetűnőbb részlete egy nagy ellenállású zóna, amely a mélység függvényében egyre keskenyebbé



13. ábra. Átlagellenállás térkép 100 m mélységig

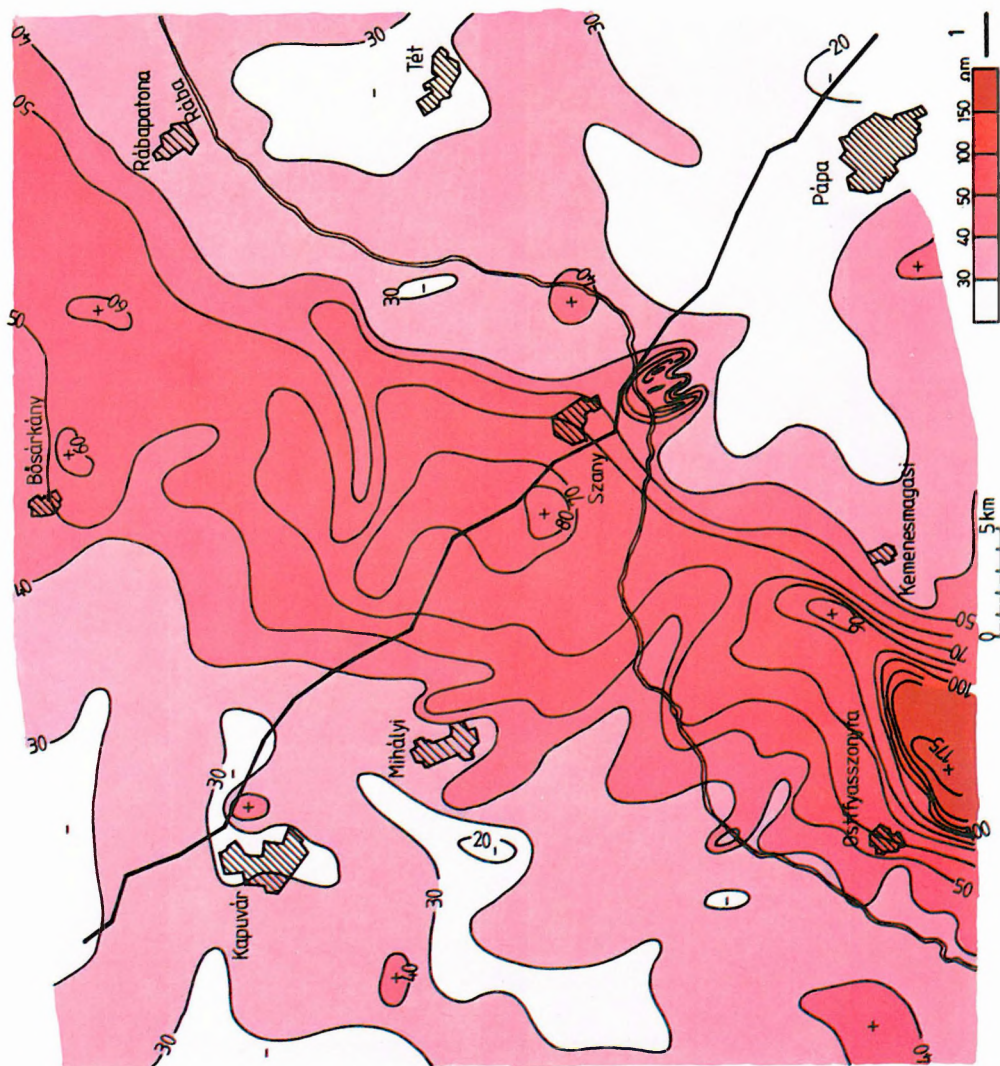
1 — a geoelektromos szelvény nyomvonala (12. ábra)

Fig. 13. Average resistivity distribution between 0 and 100 m depth

1 — location of geoelectric profile (Fig. 12)

Рис. 13. Карта средних сопротивлений интервала глубин 0–100 м

1 — профиль электроразведки (рис. 12)



14. ábra. Átlagellenállás térkép 500 m mélységig

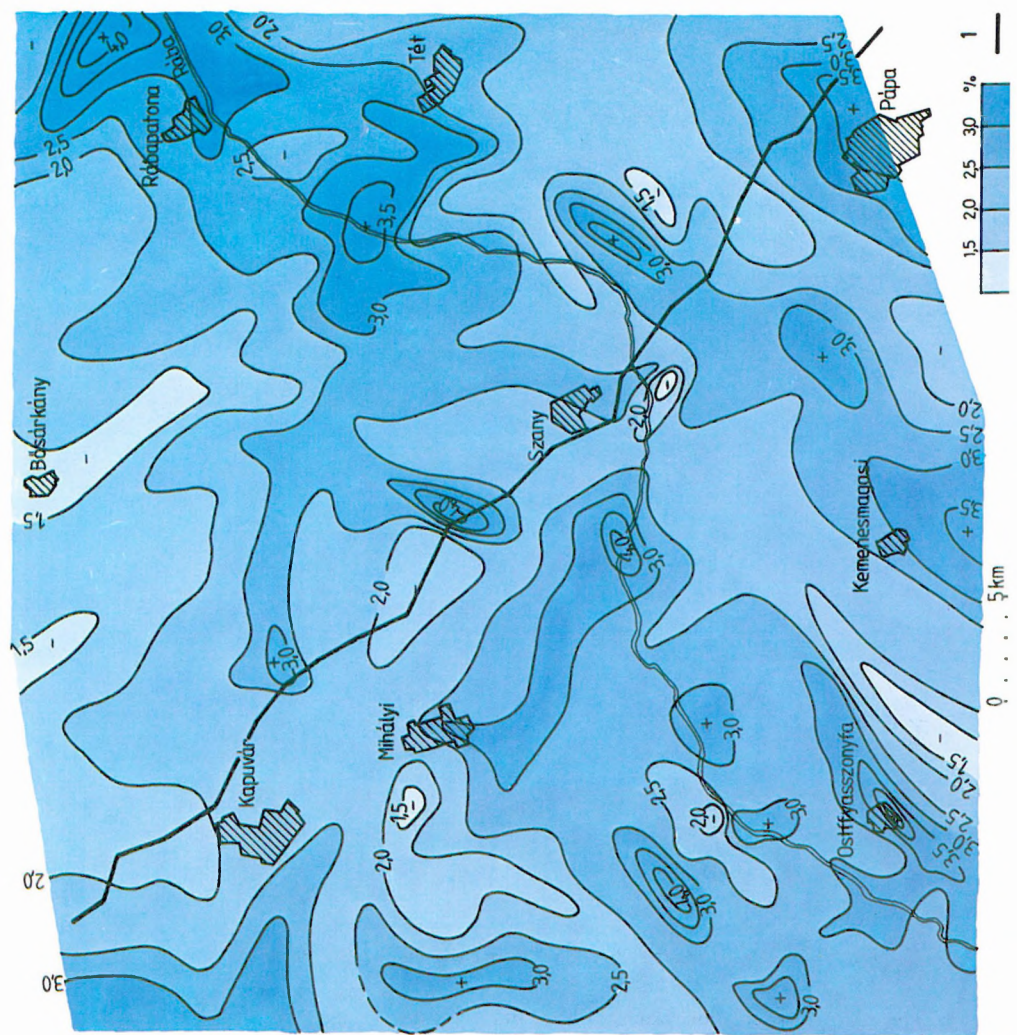
1 — a geoelektromos szelvény nyomvonala (12. ábra)

Fig. 14. Average resistivity distribution between 0 and 500 m depth

1 — location of geoelectric profile (Fig. 12)

Рис. 14. Карта средних сопротивлений интервала глубин 0–500 м

1 — профиль электроразведки (рис. 12).



15. ábra. Látszólagos polarizálhatóság 100 m mélységig (AB=400 m)

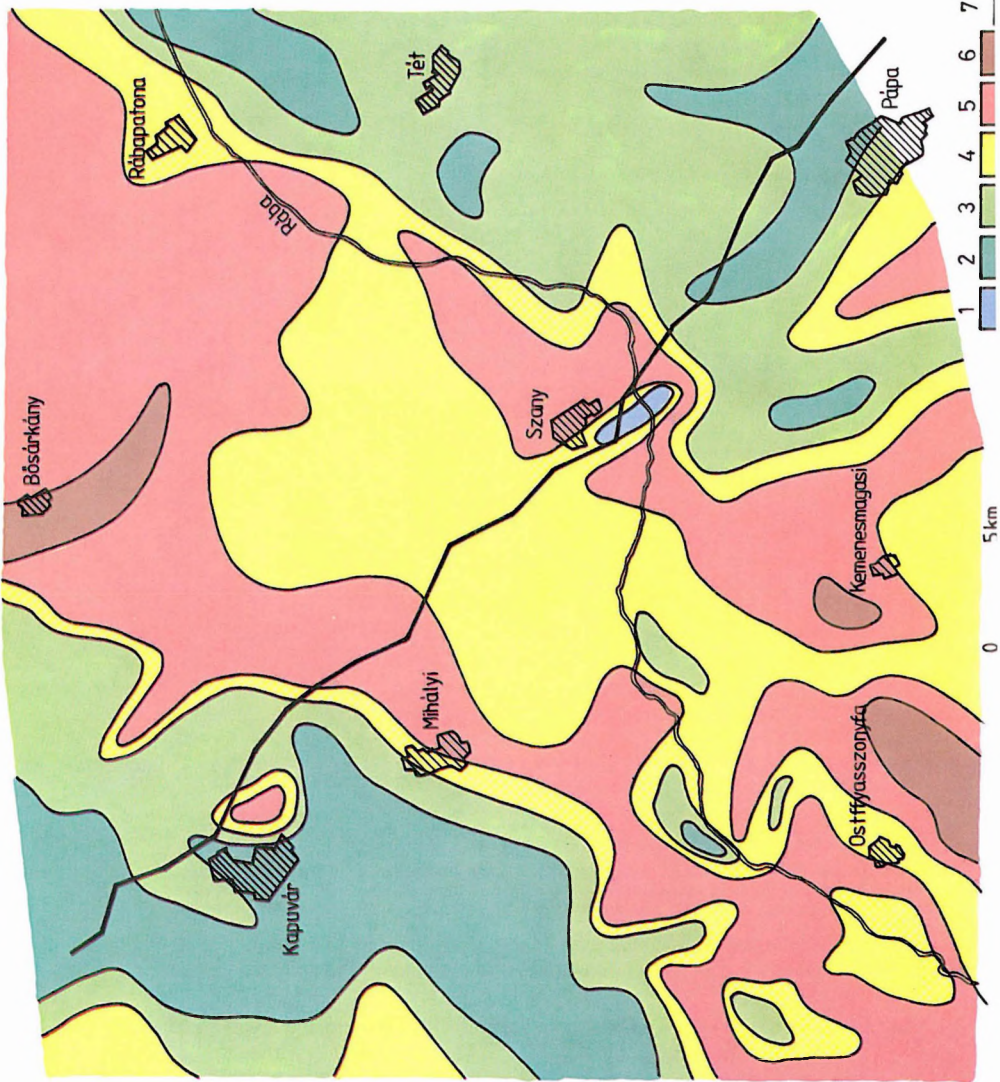
1 — a geoelektromos szelvény nyomvonala (12. ábra)

Fig. 15. Apparent polarizability distribution between 0 and 100 m depth (AB=400 m)

1 — location of geoelectric profile (Fig. 12.)

Рис. 15. Карта средней кажущейся поляризуемости интервала глубин 0–100 м (AB=400 м)

1 — профиль электроразведки (рис. 12)



16. ábra. Litológiai vázlat az 50–100 m közötti összletről

1 — agyagos-alginites rétegek; 2 — agyagos-kőzetlisztes összletek; 3 — kőzetlisztes-agyagos összletek, vékony homokrétegekkel; 4 — homok, finomhomok; 5 — durva homok, apró kavics; 6 — kavics; 7 — a 12. ábrán bemutatott geoelektromos rétegszelvény nyomvonala

Fig. 16. Schematic lithological map of the depth interval 50–100 m

1 — clay, alginite; 2 — clay, silt; 3 — argillaceous silt with sand stringers; 4 — fine-grained sand; 5 — coarse sand; 6 — gravel; 7 — location of the geoelectric profile of Fig. 12

Рис. 16. Литологическая схема образований, залегающих в интервале глубин 50–100 м

1 — глинисто-альгинитовые отложения; 2 — глинисто-алевритовые отложения; 3 — алевритисто-глинистые отложения с тонкими прослоями песков; 4 — пески, тонкие пески; 5 — грубые пески, мелкая галька; 6 — галечники; 7 — профиль электроразведки, представленный на рис. 12.

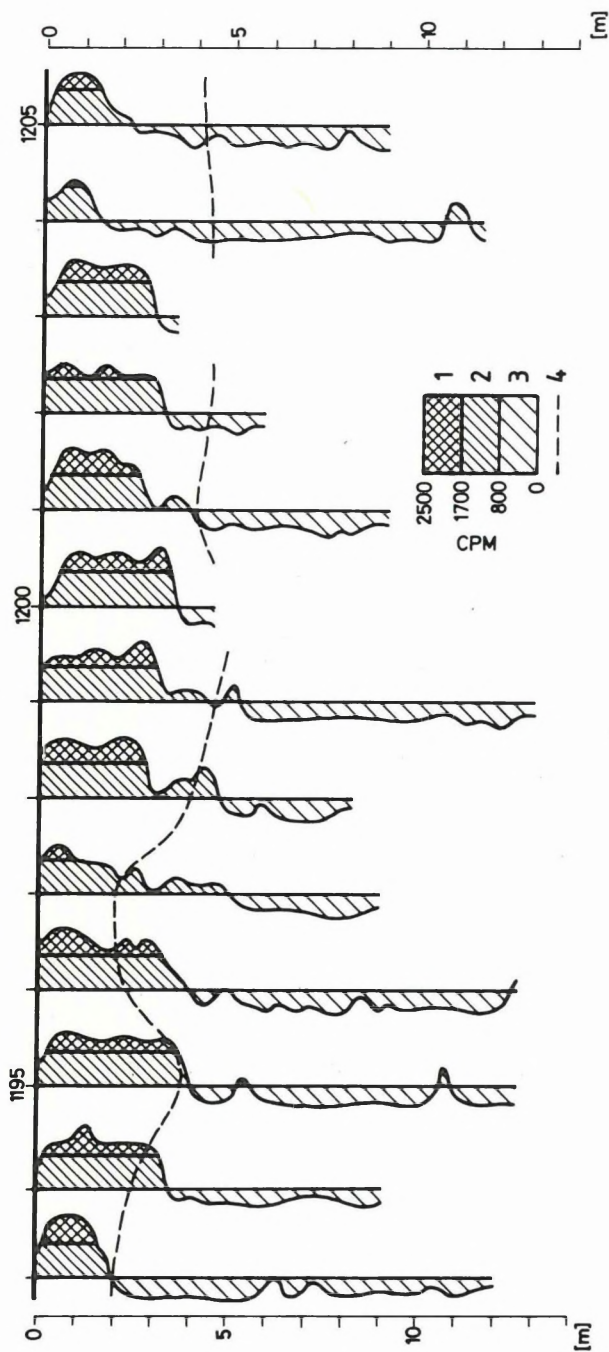
válík s az ellenállás fokozatosan csökken (13. ábra, 14. ábra). A pleisztocén összletek itt a legvastagabbak. Ez a területrészt a Rába és Duna által feltöltött medence, illetve azok negyedidőszaki hordalékkúpja, amit két relatív ellenállás-minimum három részre, feltehetően három elkülöníthető hordalékkúpra bont fel. A magas ellenállásértékekhez D-en magasabb, É-on alacsonyabb polarizálhatóság kapcsolódik, ami feltehetően a két különböző irányú üledék-lehordási területre utal. A¹ litológiai vázlatok alapján ezt a nagy süllyedéket közép- és durva szemcséjű folyóvízi homokok és más durva szemű medence-üledékek töltik ki.

A GP anomáliásávok összefügghetnek kisebb, fiatalabb szerkezeti és litológiai változásokkal is. Erre az ellenállástérképek is utalnak. A GP anomáliák általában nem esnek egybe ellenállás-minimumokkal, inkább az ellenállás-maximumok oldalában találhatók, helyenként még antikorrrelációt is mutatnak a q - P értékekben.

Vízföldtani szempontból a Rába-medence — különösen annak a dunai hordalékkal feltöltött É-i része — a legkedvezőbb. Itt a pleisztocénben is, de különösen a pannon felső szakaszában jelentős vastagságú homok- és kavicsrétegek vannak, amelyek a Kisalföld középső régiójának legjelentősebb vízbázisai lehetnek. A Ny-i területrészen a pleisztocén összlet vékony, s abban kevés a durva szemcsés réteg. Ahol a felső pannon homokrétegei, lencséi között jó a kommunikációs kapcsolat, ott a víznyerés még kedvező lehet. A medence K-i peremrészein a harmad- és negyedkor összleteiben a finomszemcsés, kőzetlisztes, márgás rétegek túlsúlya jellemző, így a víznyerés lehetőségei is gyengébbek.

Mérnökgeofizikai vizsgálatok

Az MG-szondázások 4–5 km közötti szelvények mentén történtek a földtani térképező fúrásokkal összhangban, a 401., 402. és 501. sz. térképlap területén (9. ábra), 410 ponton, pontonként 11,0 m átlagos mélységig. A szelvényeket a fő szerkezeti irányokra merőlegesen telepítettük. A terepi mérési technológia alapvetően nem változott, de a nyomásadatok műszeres regisztrálása már általánossá vált. Az utóbbi évek módszertani és műszeres fejlesztései után a szondázások megbízható, számítógéppel feldolgozott és ellenőrzött adatokat szolgáltatnak a felső 5–15 m-es összlet rétegzettségéről, litológiai viszonyairól, egyes rétegek terhelhetőségéről, agyagosságuk mértékéről, s közelítően a talajvízszint helyzetéről is. A 17. ábrán a 402 lap egy mérnökgeofizikai szelvénye látható a talajvízszint helyzetével, felső szakaszán a természetes aktivitásból meghatározott agyagosság mértékével. A kiértékelt MG lyukszelvényt a sekélyfúrásból nyert adatokkal összevetve, a geológusok és geofizikusok együtt értelmezik s ezek felhasználásával a MÁFI-ban készülnek a különböző földtani, vízföldtani, agrogeológiai, talajmechanikai, építésföldtani térképváltozatok.



17. ábra. Egy kisalföldi mérnökgeofizikai szelvény

1 — tiszta agyagréteg; 2 — erősen agyagos réteg; 3 — agyagmentes réteg; 4 — talajvíz mélysége

Fig. 17. An engineering geophysical sounding profile from the Danube-Rába lowland

1 — pure clay; 2 — clay dominated; 3 — no clay; 4 — depth to water table

Рис. 17. Инженерно-геофизический профиль с Малой Венгерской впадины

1 — чистые глины; 2 — сильно глинистые породы; 3 — безглинистые породы; 4 — глубина до зеркала подземных вод

1985-ben befejeződött az Aggtelek–Rudabányai-hegység és a Közép- és Nyugat-Mátra előkutatása. Mindkét témáról monográfia készül.

Az Aggtelek–Rudabányai-hegység geofizikai előkutatásának befejező mérései kapcsolódtak az induló „Bükk hegység és környezete komplex földtani előkutatási programja” c. témában szereplő területekhez. Sekély- és közép mélységű geoelektromos szondázással térképeztük az Ózd–Putnoki medence É-i részét és a szlovák határmenti területeket; nagy felbontású reflexiós szelvénnel vizsgáltuk a Rudabányai-hegység és a Szendrői-hegység szerkezeti kapcsolatát Szalonna–Abod vonalában. A szelvény nyomvonalán geoelektromos ellenállás és — módszertani jelleggel tranziens — mérésekkel derítettük fel az üledéktakaró vastagságát és a felszínközeli képződmények ellenállásvizonyait, illetve dőlésváltozásait.

Barnakőszén előkutatás keretében Miskolctól D-re, Kisgyőr–Mályi között, nagyfrekvenciás vibrátoros reflexiós szelvényt mértünk fúráselőkészítés céljából. A fúrási adatok szerint a miocén rétegsort alulról lezáró legmarkánsabb reflexiós határfelület összesült riolitufa szintnek bizonyult. Radócz Gyula (MÁFI) értékelése szerint a barnakőszéntelep peremi kifejlődésű.

A Mátrát, illetőleg annak Ny-i szegélyén húzóódó Zagyva-árkot tellurikus mérésekkel és MT szondázásokkal, valamint a Cserhát D-i részére is kiterjedő gravitációs hálózatkiegészítő mérésekkel kutattuk.

A Közép- és Nyugat-Mátra geofizikai ércelőkutatása keretében a legnagyobb GP anomáliák területén, a Szénpatak körzetében, az anomáliák részletesebb bontására és azonosítására 100 m szelvényközű GP mérést végeztünk, valamint egy nagyfrekvenciás vibrátoros reflexiós szelvényt mértünk. A hegység területén, nagyrészt szeizmikus szelvényekre telepített magnetotellurikus (MT) szondázásokkal kívántuk az andezit és üledékes feküösszetételének vastagságát, vagyis a harmadidőszaki medencealjzat mélységét kutatni, ezáltal képződményminősítéssel is ellátni a reflexiós szelvényekben található határfelületeket.

A Mátra és környezete területén eddig összefoglalható főbb geofizikai kutatási eredményeket a következőkben részletesebben ismertetjük.

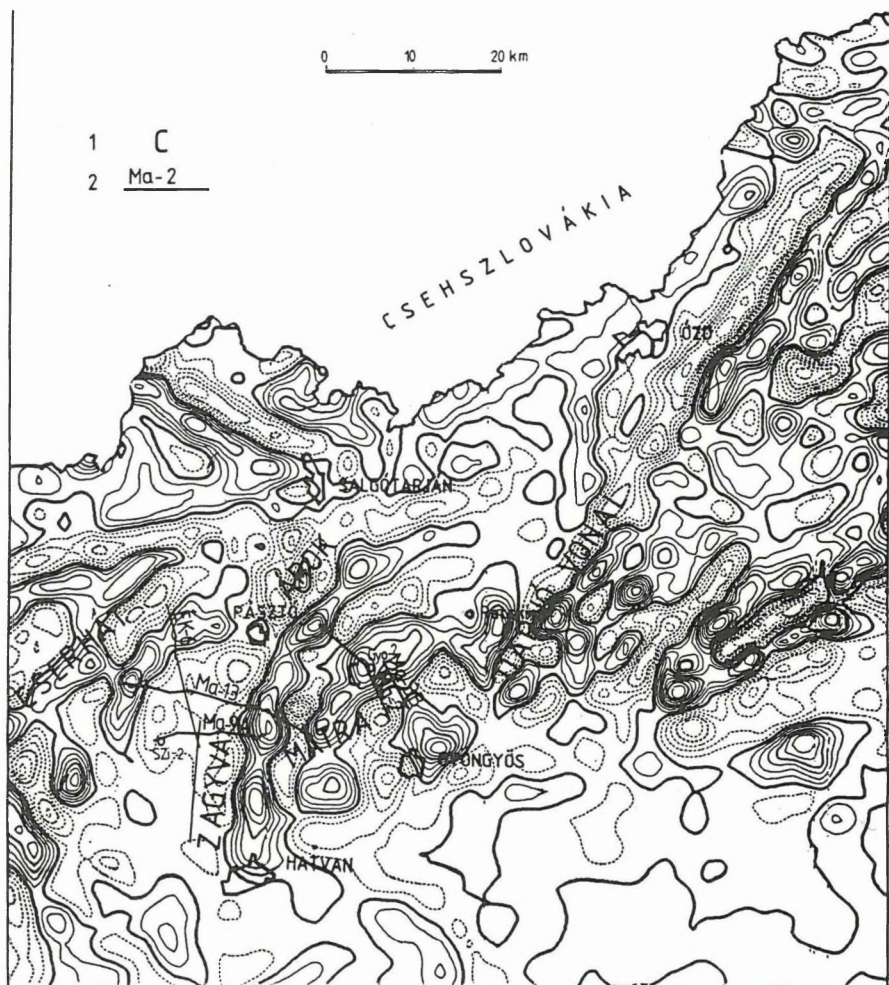
* György L., Nemesi L., Pintér A., Szalay I., Varga G., Zalai P.

1.3.1 A Mátra és a Zagyva-árok: szerkezetkutatási eredmények

A *Mátra nagyszerkezeti helyzetét* kitűnően szemlélteti Szabó Zoltán és munkatársai által készített országos maradékanomália térképnek a Mátrára és környezetére vonatkozó részlete (18. ábra). A számítógépes szűrés $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$ sűrűséggel korrigált Bouguer-anomália térkép adataiból 800 m-es mintavételezéssel készült. A választott sűrűség megfelel a vulkáni hegységek átlagsűrűségének, ezért a térkép a Mátra szerkezetére is jó áttekintést nyújt. A C betűvel jelzett, folyamatos izovonalakkal kirajzolódó maradék-anomália maximumra esik a gyöngyösoroszi ércesedés, ennek ÉK felé eső folytatásába pedig a szénpataki, majd a Parádsasvár környéki ércesedés. Ezt az ívszerű vonulatot DK-en a Darnó-vonal anomáliásora zárja le. A szaggatott izovonalakkal jelzett minimumzónák süllyedékeket, és — mint a bemutatott szeizmikus szelvények ismertetésénél majd részletezzük — csökkent andezittartalommal, nagyobbrészt üledékekkel és andezittufával feltöltött területeket jelölnek.

A recski eocén andezit területe ÉÉK-i gerincvonalával lezárja a Közép- és Nyugat-Mátra gravitációs maximumvonalat ívét. A gyöngyösi maximum önálló centrumot jelez, formailag a fél ív középpontjában. A Hatvantól É-ra levő gravitációs maximumvonalat kiemelkedést és kisebb feltörések sorát jelzi. A maradékanomáliák a hatókat felbontottan tükrözik, ezért szükségesnek tartjuk hangsúlyozni, hogy a Bouguer-anomáliák maximuma a Bükk hegység DNy-i végétől az Északi-középhegység csapásában húzódik, kétségtelenül jelezve a legnagyobb sűrűségű, andezittel és repedéseinek hidrotermális kitöltésével, relatív aljzatkiemelkedéssel jellemzett területet.

A korábbi években a „Földtani alapszelvények” és a Mátra előkutatási program keretében a *Zagyva-árokban* szeizmikus és magnetotellurikus méréseket végeztünk, amelyek 1-1 szelvényben feltárták ugyan a paleogén, illetve a neogén medencét, de néhány szelvényből területi képet nem lehetett kapni. Ezt a hiányt igyekeztünk kvalitatív módszerekkel (gravitáció, tellurika) részben pótolni. Ezért 1985-ben a Cserhát és a Mátra között, a Zagyva-árokban, mintegy 700 km^2 -nyi területen 150 tellurikus állomáson mértünk. A mérések eredménye a 19. ábrán látható izoarea térkép, a mérőállomásokra jellemző anizotrópia ellipsziszekkel. Az itt bemutatott izoarea térkép értelmezésekor azonban erősen támaszkodunk az említett korábbi mérések eredményeire is. Ennek alapján a Bujáktól K-re, a mérési terület határáig elnyúló tellurikus minimumot szerkezeti határvonalnak, vetőzónának tartjuk, amelytől É-ra főleg az oligocén–miocén korú összlet vastagságát, fajlagos ellenállásának változásait tükrözi térképünk, míg ettől D-re (főként a 0,5-nél nagyobb értékek területén) a miocén andezitekre települő kis ellenállású miocén és főleg pannon összletek vastagságváltozásait.



18. ábra. A Mátra környékének gravitációs maradék-anomália térképe
1 — a vulkáni centrumoknak megfelelő maximum vonulat; 2 — szeizmikus szelvény

Fig. 18. Gravity residual anomaly map of the Mátra Mts. and surrounding areas

1 — maximum zone of volcanic centres; 2 — seismic profile

Рис. 18. Карта остаточных гравитационных аномалий окрестностей гор Матра

1 — область максимумов, связанная с вулканическим центром; 2 — профиль сейсморазведки

Külön figyelmet érdemelnek az anizotrópia ellipszisek, amelyek a várakozással ellentétben nem a Zagyva-árok csapásirányában, tehát nem közel É–D irányban orientálódnak, mint pl. a Hernád völgyében (ELGI 1982. Évi Jelen-tés, 36. ábra) tapasztaltuk, hanem a völgygel 30–45°-os szöget zárnak be, és általában a nagytengelyek irányában erősen megnyúltak. Az átlagos iránytól csak a Mátra lábánál térnek el, ahol a közel É–D irányú, hirtelen kiemelkedő „andezit fal” forgatja be a tellurikus áramokat a kis ellenállású üledékkel fel-töltött árok csapásába. A kutatási terület döntő részén azonban ennél nagyobb mértékű a miocénnél idősebb képződmények ÉK–DNy irányú kanalizáló hatása. Ilyen nagy mértékű vezetőképesség anizotrópiát elvileg jól vezető kép-ződményekkel kitöltött ÉK–DNy irányú árok (neogénnél, esetleg paleogénnél is idősebb, kis ellenállású kőzetekkel kitöltve; esetleg egy meredek dőlésű grafitos pala aljzat stb.) okozhat, de konkrét okára semmilyen adatunk nincs.

A gravitációs mérések és feldolgozások, az évek során megvalósított telluri-kus és magnetotellurikus, valamint a szeizmikus reflexiós mérések eredményei együttesen a Zagyva-árok aszimmetrikus kifejlődését igazolják.

A Zagyva-árkot keresztező Ma–13/85 és a Ma–9A/84 reflexiós szeizmikus időszelvényből nemcsak az aszimmetria, a Mátra andezittömegének leszaka-dása olvasható ki, hanem információt kapunk az egyes képződménycsoportok vastagságának változásairól, közvetve a terület földtani fejlődéstörténetéről is. Mindkét szelvény értelmezésének fő támpontja a Szirák–2 mélyfúrás rétegsora, a Ma–13 esetében az ÉK–6 földtani alapszelvény segítségével közvetetten.

A Ma–13/85 migrált reflexiós időszelvény (20. ábra) 8–44 Hz frekvenciájú vibrátoros rezgéskeltéssel, 50 m geofon bázisközzel, 24-szeres fedéssel készült. A Cserháttól a Mátra belsejéig, Gyöngyöspatáig terjed. Értelmezéséhez fel-használtuk és a szelvény 0 idővonalánál feltüntetjük a Nógrád–Cserhát kuta-tási terület földtani térképének [HÁMOR 1975] adatait is. A szelvényekben a miocén andezit összlet nagy amplitúdójú reflexiók kötegével jellemezhető, amelynek felszínét pirossal, üledékes (slír) feküjét pedig narancssárga színnel jelöltük. Az alsó pannon–miocén határ erős, korrelálható reflexióval jelentke-zik, láthatóan ráekelődik a Mátrában vetők mentén felszínre emelkedő miocén andezitre. A cserhádi oligocén kibúvások és a szelvénytől É-ra levő fúrási ismeretek alapján vastag oligocén rétegsort tételezhetünk fel a szelvényben, amelynek aljzataként az ÉK–6 alapszelvénnyel korrelálható, nagy amplitú-dójú reflexiókat tekintjük. Ezt a feltételezést a Ma–8/4 MT szondázás is alá-támasztja. A feltételezett aljzat legnagyobb mélysége 6 km körüli. A mátrai andezitkibúvás alatt szubvulkáni benyomulások tételezhetők fel. A szelvény jobb oldalán a diatomás miocén és a pliocén kibúvásterület szerkezeti depresz-szió jellege kétségtelen. A magnetotellurikus szondázás 40 Ω m átlagellenállás-sal rétegvulkáni képződményeket, a 9,9 Ω m ellenállással valószínűleg neogén–paleogén fekü-üledékösszletet jelez. Az alsó 400 Ω m-es ellenállás az aljzatra utal.



1

2

Ma-13

3

○ Szi-2

19. ábra. A Zagyva-árok tellurikus izoarea térképe

1 — tellurikus anizotrópia ellipszis; 2 — szeizmikus szelvény; 3 — mélyfúrás

Fig. 19. Telluric isoarea map of the Zagyva trough

1 — telluric anisotropy ellipse; 2 — seismic profile; 3 — borehole

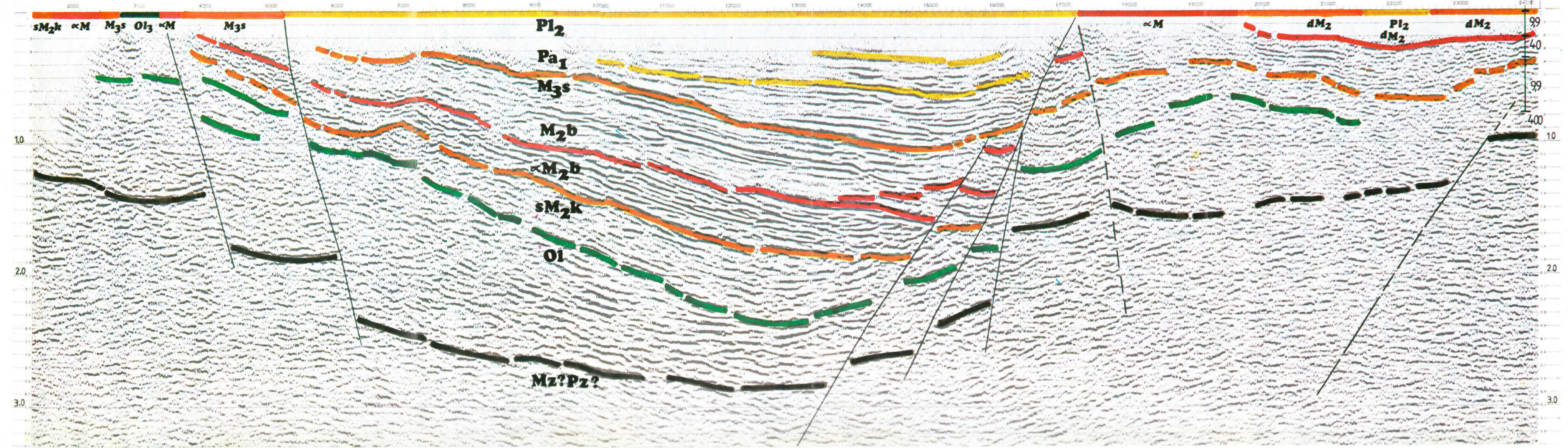
Рис. 19. Карта теллурических изоареалов грабена долины р. Задьва

1 — эллипс теллурической анизотропии; 2 — профиль сейсморазведки; 3 — буровая скважина

W

EK-6

E



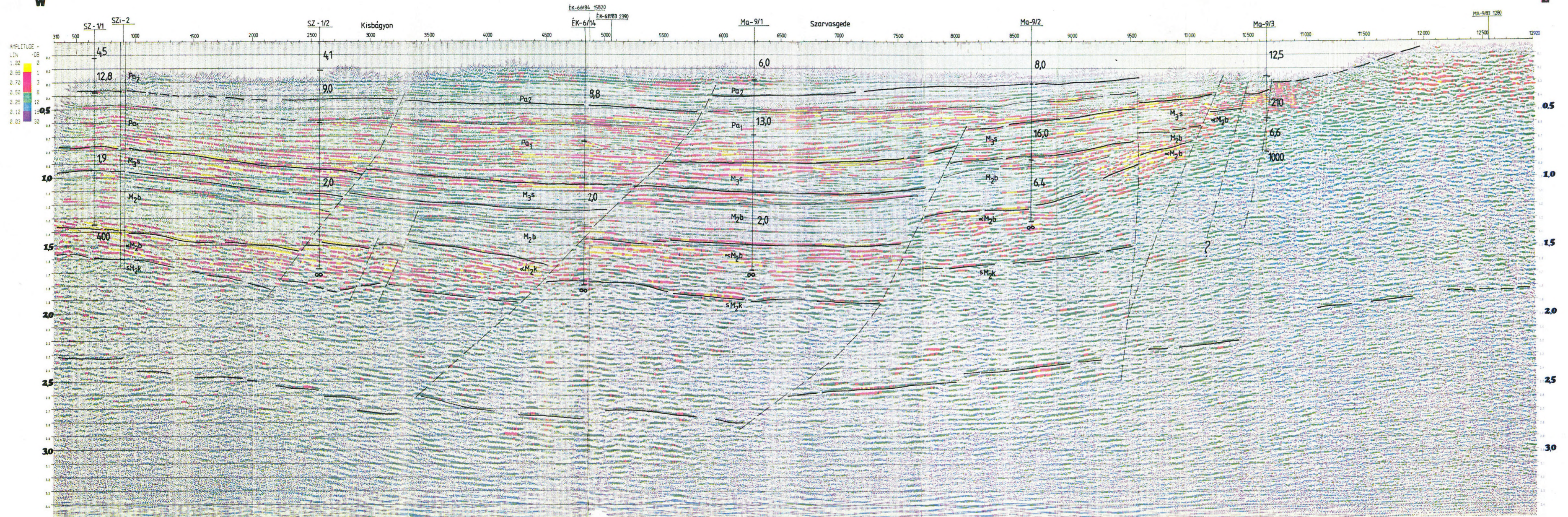
20. ábra. Ma-13/85 migrált reflexiók időszelvény

Fig. 20. Migrated reflection time section Ma-13/85

Рис. 20. Миграционный временной разрез МОВ Ма-13/85

W

E



1. ábra. Ma-9A/84 amplitúdó szerint színezett migrált időszelvény a magnetotellurikus szondázások fajlagos ellenállás értékeivel (Ωm)

ig. 21. Migrated reflection time section Ma-9A/84, colored according to amplitude strength. Resistivity values (Ωm) of magnetotelluric soundings indicated

ис. 21. Миграционный временной разрез МОВ Ма-9А/84 в поамплитудной раскраске со значениями сопротивлений по МТЗ (ОММ)

A Ma-9A/84 nagyfrekvenciás vibrátoros szelvényen (21. ábra) a feltételezett medencealjzat az energiaelnyelés miatt csak szórványosan ismerhető fel, az andezitösszlet viszont nagy amplitúdójú reflexió kötegeivel tűnik ki. A rétegvulkáni andezitösszlet a Mátrában néhány 10 Ωm -tól néhány száz Ωm közötti átlagellenállású; az andezittartalomtól függően növekvő, a bontottságtól, tufatartalomtól függően csökkenő értékkel. A magnetotellurikus szondázások az alkalmazott egydimenziós feldolgozással az andezitösszlet felszíne körül nagy ellenállást jeleznek, amely alatt kis ellenállású üledékek nem mutathatók ki. Viszont az andezitkibúvás területén kimutatják az andezit alatti üledékes összletet és az alatt még egy nagyobb ellenállású réteget is. A Ma-9/3 MT ponton — ahol az andezitet csak vékony üledékes fedőösszlet takarja — mért 1000 Ω -os, kiugróan nagy ellenállást — csekély mélysége miatt — óvakodunk aljzatként értelmezni; inkább vető menti torzulásnak, vagy más ismeretlen hatásnak tulajdonítjuk.

1.3.2 A Közép- és Nyugat-Mátia érc- és szerkezetkutatási eredményeinek összefüggései

A gerjesztett polarizációs mérésekkel lehatárolt anomális terület — a metalometriával és a földtani feltárásokkal egybehangzóan — a hidrotermális polimetallikus teléres ércesedés elterjedési területét jelölte ki és hozzájárult új telérek, elsősorban a Szénpaták környéki ércesedés felfedezéséhez, amely egybeesik a szeizmikával kimutatott, szubvulkáni hatásnak tulajdonított felboltozódással (Gys-5 mélyfúrás és környéke). Az itt szerzett tapasztalatok beilleszthetők a nemzetközileg ismert törvényszerűségekre, amelyek szerint az érc-kutatás intrúziós, antiklinális és centrum-szerkezetekkel kapcsolatosan eredményes. Ezek jellegzetes formáikkal és a környező neogén üledékeknel és a nagyobbbrészt tufából felépült rétegvulkáni összletnél nagyobb sűrűség-, sebesség- és ellenállás-paramétereik segítségével valószínűsíthetők. A következőkben a geofizikai anomáliák földtani értelmezését kívánjuk demonstrálni térképeken és két jellegzetes szelvény segítségével.

A gravitációs számítógépes feldolgozás során a $\sigma=2,4 \text{ g/cm}^3$ -rel korrigált Bouguer-anomália térképen kívül 1100 m-re fölfelé folytatott Bouguer-anomália térkép és mindkettőből maradék-anomália térkép is készült. Ezeken kívül egyéb (felszínközeli sűrűségeloszlás stb.) térképek is segítik az értelmezést. A 22. ábra mutatja a Közép- és Nyugat-Mátia GP anomáliáinak elhelyezkedését az 1100 m-re fölfelé folytatott Bouguer-anomália térképen. A GP maximumok a NyDNY-KÉK tengelyű Bouguer-anomália maximum területére esnek. Egyedileg azonban a GP anomáliák a gravitációs maradék-anomália maximumok (23. ábra) irányát követik a centrum területen belül, amelyek viszont a haránttöréseknek megfelelő telérirányokat jelölik ki. A különböző

geofizikai anomáliák szerkezeti értelmezésére felrajzoltuk a szeizmikus reflexiós szelvényekre az anomália meneteket, valamint a magnetotellurikus szondázások eredményeit.

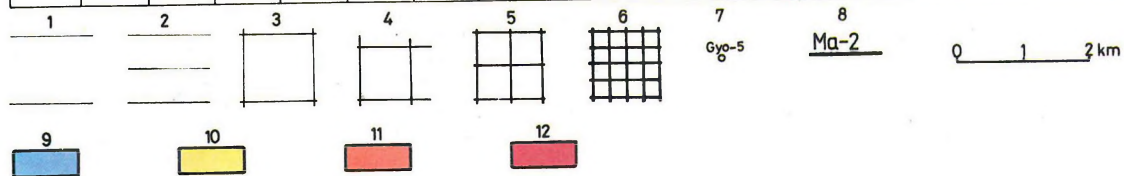
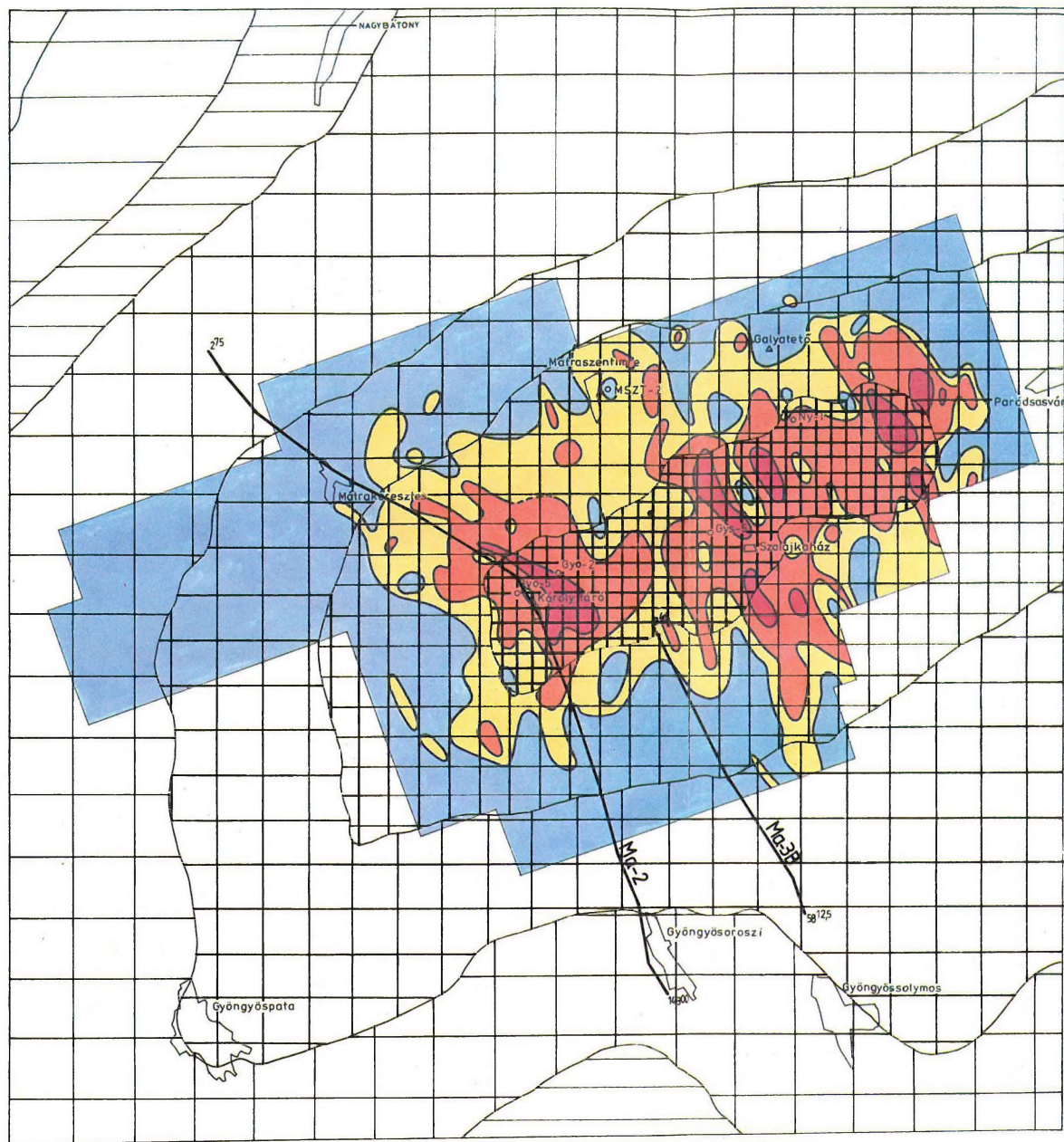
A Ma-2/80, 2A/81, 2/82 egyesített szelvényt — a szükséges nyomdai kicsinyítés miatt — csak értelmezési vázlatként közöljük (24. ábra). A reflexiós jellegzetességek, a fekü kibúvás és a két oldalról bevetített Gyo-5 és Gyo-2 mélyfúrás adatain kívül 3 db MT szondázás is segíti a reflexiós határfelületek földtani értelmezését.

A Közép- és Nyugat-Mátrában a mélyfúrással addig elért legmélyebb rétegtani szint a miocén slír (Gyo-2, Gys-5, Ny-1). A nógrádi szénkutatósi területen és a Cserhátban a slír alatt nagy vastagságú oligocén rétegsor következik. A Mátra belsejében, a centrum területen azonban az oligocén képződmények a miocén slírral együtt elvékonyodni látszanak. A magnetotellurikus nagy ellenállású aljzat mélysége jó közelítéssel megegyezik az egyetlen mátrai refrakciós szelvényben aljzatként értelmezett 6200–4700 m/s határsebességű folytonos határfelülettel, és ugyanabban a mélységben nagy amplitúdójú, kisfrekvenciás reflexiós beérkezéseket is kapunk.

A Ma-2 szelvényen a DNy felől bevetített Ma-2/4 MT szondázás jóval kisebb mélységben jelzi a nagy ellenállású (800 Ω m) összletet, mint a szelvényvégek felől aljzatként értelmezett határfelület. Az eltérés oka lehet a szelvény és a szondázási pont közötti távolság, de lehet az üledékösszletbe benyomult intrúzió is. A vulkáni depresszióban levő rétegvulkáni alakulat vastagodása, benne az átlagellenállás és átlagsebesség peremekhez viszonyított növekedéséből következően a lávaközet túlsúlya, a Gyo-5 mélyfúrás teljes oszlopában kimutatott szubvulkáni andezit, a 8300 m szelvényszám környezetében levő aljzatkiemelkedés és a feltételezés szerint az ezt előidéző intrúzió hatásának eredője a Bouguer-anomália maximum. A maradék-anomáliák nagyon jól követik az andezitösszlet vastagságának változásait. A GP anomáliák a központi boltozat és a Gyo-5 fúrástól ÉNy-ra levő depresszió fölött is megjelennek, a gravitációs anomália maximumok környékén.

A centrum D-i oldalának szerkezeti képét mutatja a Ma-3B/81 migrált reflexiós időszelvény (25. ábra). Ez a szelvény a már említett refrakciós vonal közelében húzódik, így alkalmas a refrakciós és MT adatokkal való összevetésre is. A szelvény elején az aljzatkiemelkedés markáns, forma és mélység szerint (0,7 s) a refrakciós szelvény 6200 m/s-os szintjével egyezik, felette szubvulkáni benyomulásra lehet következtetni. A MaR-1/3 MT szondázás itt kis mélységben 400 Ω m ellenállást jelezve minden bizonnyal egy szubvulkáni testet indikál, hasonlóképpen, mint a MaR-1/5 szondázás 250 Ω m-es ellenállása.

A három MT szondázás szerint a rétegvulkánként értelmezett mélységintervallumban az átlagellenállás DK felé csökken. A szelvény két végén levő, a refrakciós és más reflexiós szelvényen is észlelt, eltérő rétegvulkáni dölések arra utalnak, hogy két önálló centrum területet kell feltételeznünk.



22. ábra. A Közép- és Nyugat-Mátra GP anomáliáinak elhelyezkedése az 1100 m-re fölfelé folytatott Bouguer-anomália térképen

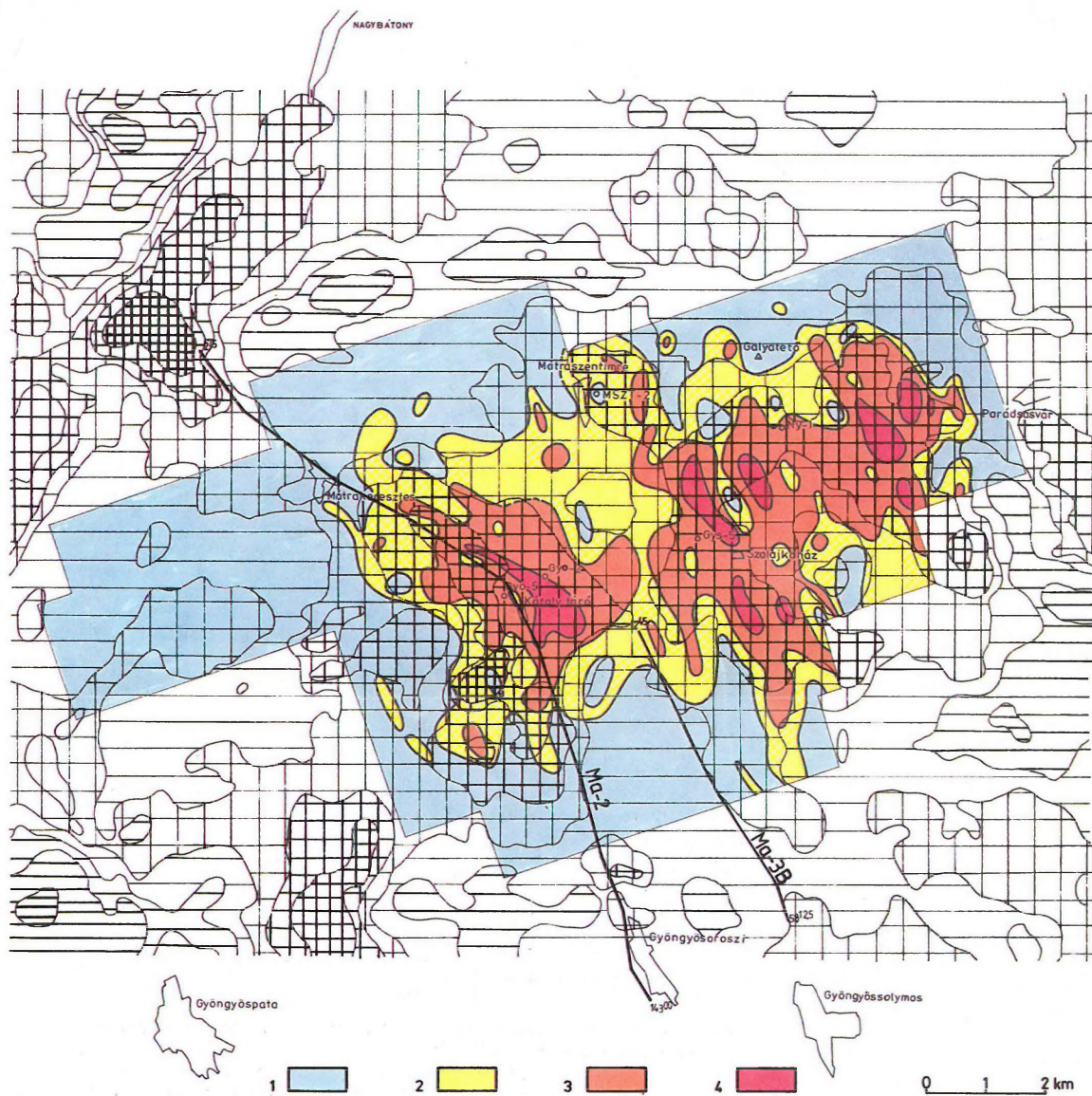
1 — —5–0 mgal; 2 — 0–5 mgal; 3 — 5–10 mgal; 4 — 10–15 mgal; 5 — 15–20 mgal; 6 — 20–25 mgal; 7 — mélyfúrás; 8 — szeizmikus szelvény. A GP anomáliák jelmagyarázata megegyezik a 23. ábra jelmagyarázatával

Fig. 22. IP anomalies of the Central and Western Mátra on the Bouguer anomaly map continued upward to 1100 m

1 — —5–0 mgal; 2 — 0–5 mgal; 3 — 5–10 mgal; 4 — 10–15 mgal; 5 — 15–20 mgal; 6 — 20–25 mgal; 7 — borehole; 8 — seismic profile. Legend for IP-anomalies are the same as that of Fig. 23

Рис. 22. Расположение аномалий ВП на карте аномалий Буге Центральной и Западной Матры в варианте продолжения до уровня 1100 м

1 — —5–0 мгал; 2 — 0–5 мгал; 3 — 5–10 мгал; 4 — 10–15 мгал; 5 — 15–20 мгал; 6 — 20–25 мгал; 7 — буровая скважина; 8 — профиль сейсморазведки. Условные обозначения по аномалиям ВП соответствуют таковым на рис. 23



23. ábra. A Közép- és Nyugat-Mátra GP anomáliáinak elhelyezkedése a maradék-anomália térképen ($\kappa=1,5$)

Látszólagos gerjeszthetőség (P_a): 1 — 0-4%; 2 — 4-8%; 3 — 8-12%; 4 — >12%. A maradék-anomáliák értékköze 1 mgal, a vonalkázás sűrűsödésével növekvő értékű: a negyzet-háló pozitív, a vízszintes vonalkázás negatív anomáliákat jelöl

Fig. 23. IP anomalies of the Central and Western Mátra on the residual gravity anomaly map ($\kappa=1.5$)

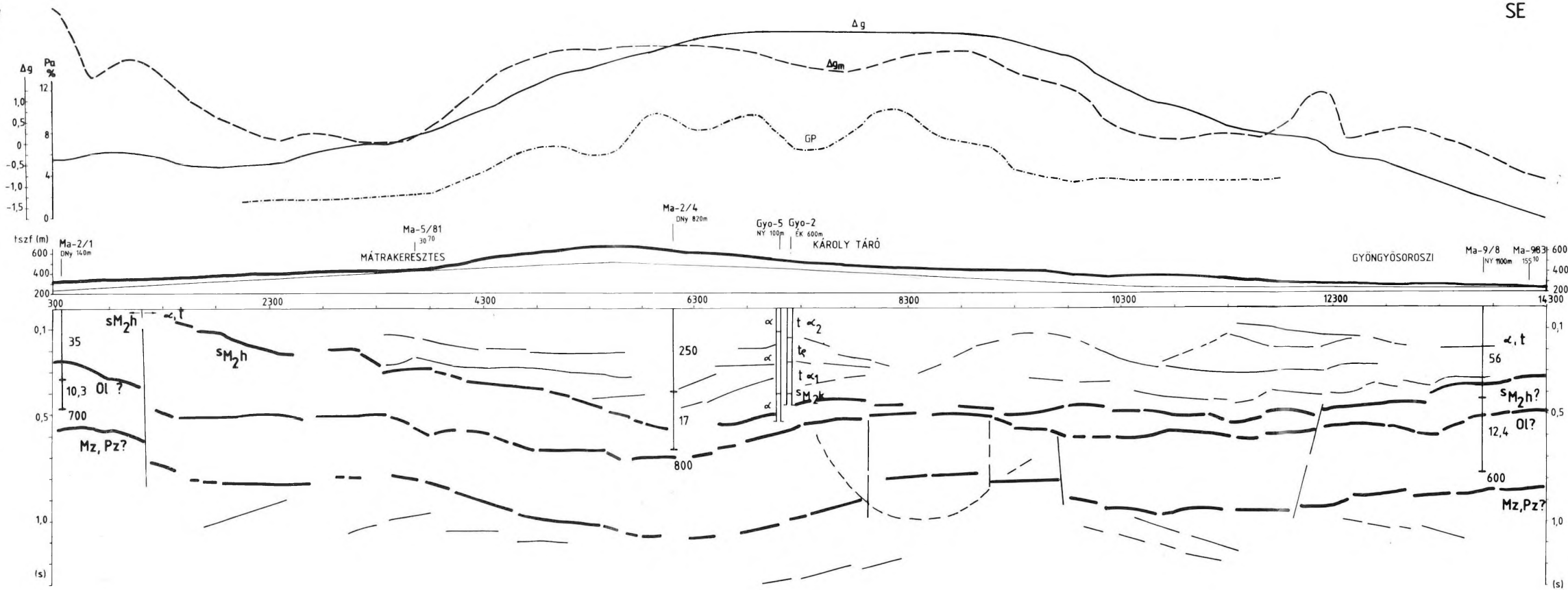
Apparent polarizability (P_a) scale: 1 — 0-4%; 2 — 4-8%; 3 — 8-12%; 4 — >12%. Contour interval of residual anomalies is 1 mgal, increasing with density of hachure: quadratic for positive, horizontal lines for negative anomalies

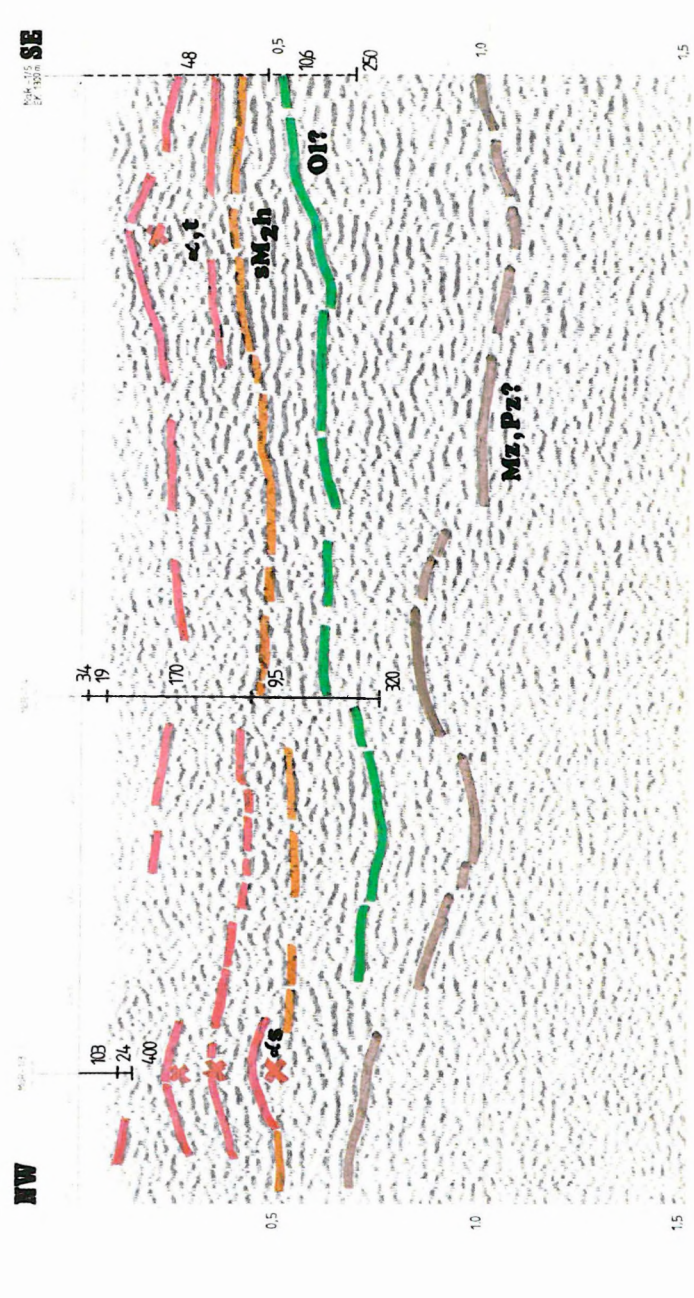
Рис. 23. Расположение аномалий ВП на карте остаточных гравитационных аномалий ($\kappa=1,5$)

Кажущаяся поляризуемость (P_a): 1 — 0-4%; 2 — 4-8%; 3 — 8-12%; 4 — >12%. Сечение изолиний остаточных аномалий — 1 мгал, густота штриховки пропорциональна величинам аномалий. Сеткой обозначены положительные, горизонтальной штриховкой отрицательные аномалии

NW

SE





25. ábra. Ma-3B/81 migrált reflexiós időszelvény az MT szondázások adataival, a Bouguer- és maradék-anomáliák ($\kappa=1,5$), valamint a GP szelvény menti értékváltozásának feltüntetésével. A görbék jelmagyarázata azonos a 24. ábráéval

Fig. 25. Migrated reflection time section Ma-3B/81 with variation of magnetotelluric data, Bouguer- and residual gravity anomalies and IP-values along the profile. Legend as in Fig. 24

Рис. 25. Миграционный временной разрез МОВ Ма-3В/81 с обозначением пунктов МТЗ, с кривыми аномалий Буге и остаточных ($\kappa=1,5$), а также ВП по профилям. Условные обозначения те же, что и на рис. 24

1.3.3 A tarkói fennsíkperem és -előtér (DNY-Bükk) geológiája*

Az utóbbi időben a megélénkült Bükk-kutatás és új koncepciók megjelenése arra sarkallt bennünket, hogy a térképezés és mikroszerkezeti elemzések módszerével vizsgáljuk meg a Bükk-fennsík D-i peremét s annak előterét. A dolgozat első részében terepi észleléseinket szeretnénk közreadni, míg a másodikban a kapott képet értelmezzük. A térképezést a tarkói fennsík előterében mintegy 10 km²-en végeztük el, 1:10 000 topográfiai alapon. Az észlelési térkép az 1. mellékleten látható.

Kőzettani jellegek

A vizsgált területet három fő képződménycsoport építi fel: mészkövek, kovapalák és agyagpalák. A mészkövek első lépésben lemezes és pados elválásúakra oszthatók. A lemezek vastagsága mm-es, a padoké dm–m nagyságrendű. A *lemezes mészkövek* színük és tűzkőtartalmuk alapján oszthatók tovább:

| uralkodó szín | tűzkő | |
|------------------|-------------------------------|-------------------------|
| | nincs | van |
| szürke tarka | kis-som-hegyi Kolozs-ormai | malom-hegyi vöröskői |

A szürke szín intenzitás-ingadozásai gyakran mm-es sávosságot kölcsönöznek mind a tűzkőmentes kis-som-hegyi, mind a tűzköves malom-hegyi mészkőnek. A tarka szín a Kolozs-ormai tűzkőmentes mészkőben halvány rózsás-sárgás; a vöröskői tűzköves mészkőben erősebb vörös, sőt sötétlila, valamint sárga, változó arányban. A mállás során a mészkövek erősen fakulnak, szinte fehérré válnak, csak a vöröskői mészkő marad mállott felületén is rózsás vagy lilás. A tűzkövek szabálytalan lencsék, lencsesorok, sőt zsinórok formájában fordulnak elő, a tarka vöröskői mészkőben maguk is tarkák, zömmel vörösek, a szürke malom-hegyi mészkőben pedig sárga vagy barna színűek. Az ősmaradványok közül főleg krinoidea-törmeléket észleltünk, azt is csak tarka mészkövekben: szórványosan (vöröskői tűzköves mészkő) vagy egy-egy sávban (Kolozs-ormai tűzkőmentes mészkő).

* Balla Z., Csontos L. (ELTE), Havas L., Horváth Á. (ELTE).

A pados mészkövek mind szürkék, osztályozásuk vegyes kritériumok alapján történt (l. az I. táblázatban is)*:

A nagy-tölgyesi mészkő nagyméretű rózsás-vöröses márgás lencsét tartalmaz, a lencsékben krinoideatörmelékekkel. A vörös lencsék néhol sorozatokban lépnek fel, közepük táján méteres krinoideás rétegekkel. Gyakoriak a mikrobreccsa-szintek és -lencsék: szürke vagy rózsás alapanyagban szürke-fehér szögletes mészkőtörmelékekkel.

A bánya-hegyi mészkő jellemzői a gyakori kalcitlencsék és -foltok, amelyek ősmaradványokból keletkeztek. Az utóbbiak között korallok, hydrozoák és szivacsok ismerhetők fel. Néhol az ősmaradványok átková sodtak, ekkor a mészkőben mm-es tűzkőlemezzé jelennek meg. Egyes esetekben gyakoriak a sztromataktisz szerkezetek is. Némely rétegből az ősmaradványok teljesen kimaradnak.

A fennsíki mészkő néhol szintén tartalmaz olyan kalcitlencséket és -foltokat, amelyek valószínűleg ősmaradványokból keletkeztek, de többnyire nélkülözi ezeket. Gyakoriak benne a rózsás-vöröses erek.

A nagy-tölgyesi mészkő márgás és mikrobreccsás lencséktől mentes szakaszai és a bánya-hegyi mészkő ősmaradványoktól mentes részei a fennsíki mészkőtől nem különböztethetők meg, a kis-som-hegyi mészkő pedig a fennsíkítól csak elválásával tér el. A szürke tűzkőmentes mészkövek tehát nagyon hasonlítanak egymáshoz, vagyis az előtérben előforduló nagy-tölgyesi, bánya-hegyi és kis-som-hegyi mészkő a fennsíkiival igen közeli rokonságban áll.

Hovatartozásuktól függetlenül, a szűkre mészkövek általában kristályosak, míg a vörös színűek zömmel finomszeműek-afanitosak. Ezen utóbbiak gyenge kristályossága valószínűleg eredeti mikrofáciesükkel, nagyobb agyagtartalmukkal kapcsolatos, minden bizonnyal ez tükröződik színükben is. Elválási felületeik mentén gyakoriak az agyaghártyák.

A kovapala rideg, szilánkos törésű kőzet. A mállás során felaprózódott törmeléke messze eljut a kibúvástól, nagyon megnehezítve a térképezést. Szikláiban jól látható cm–dm-es rétegezettség. Kevésbé rideg változatai agyagtartalmúak. Egyes helyeken mészkőlencsét tartalmaz, néhol (pl. a Bánya-hegyen) biztosan olisztolitként (sekélytengeri faunával), másutt (Tölgyes-orom, Nagy-Tölgyes Ny-i útkanyar stb.) közbetelepült réteggént, melyek valószínűleg allodapikus mészkőrétegek. A kovapala színe többnyire vörös vagy sárgás. A vörös (esetleg sötétlila) kovapala néhol zöld sávokat tartalmaz; nagyítóval sok helyütt (Bánya-hegy, Juhász-kúti-nyak stb.) radioláriák ismerhetők fel benne. Mészkőlencsési homokosak, gyakran krinoideásak, szürke vagy tarka színűek. A különböző árnyalatú (barnás vagy világos) sárga kovapala mészkőlencsési szürke színűek, néhol tűzkővel. Mindkét változat színe a rétegződéssel párhuzamos mm-es sávokban változhat.

* Az elkülönített képződményeknek gyakorlati okokból adtunk formáció-nevet; ezek nem a Magyar Rétegtani Bizottság által elfogadott hivatalos litosztratigráfiai egységek nevei.

| Mész- kő típus vagy változat | Jellemző elválás | Mállási szín | Uralkodó szín | Alarendel- tlen előfor- duló szín | Tűzkő | Szövet | Ösma- rad- ványok | Idegen anyag | Elő- fordulás |
|--|---------------------|------------------------------|-----------------------|--|---|------------|---|--|---|
| bánya-hegyi | pados | fehéres | szürke | | nincs | kristályos | kalcitoltok, korall, hydrozoa, szivacs | | Bánya- hegy-tető, Juhász- kút-nyak Tarkó, Simakő |
| fennsiki | pados | fehéres | szürke | | nincs | kristályos | szórványo- san kal- citoltok | | |
| nagy- tölgyesi | pados | fehéres | szürke | nagyobb lencsek- ben rózsás, vöröses | nincs | kristályos | vörös len- csékben krinoidea törmelék | tarka ré- szek már- gák; gyakori mikro- breccsa | Nagy-Töl- gyes-orom és Juhász- kút közti műútbe- vágások |
| kis-som- hegyi | lemezes | fehéres | szürke | mm-es sá- vokban sárgás, rózsás | nincs | kristályos | szórványo- san kal- citoltok | | Kis-Som- hegy, Fekete- len-tető |
| malom- hegyi | lemezes | fehéres | szürke | rózsás | sárgás- barnás lencsék, zsinórok | kristályos | | cm-es márgás rétegek | Malom- hegy- orra, Vöröskő- völgy |
| Kolozs- ormai | lemezes | fehéres | rózsás, sárgás | szürke | nincs | afanitos | egy-egy sávban krinoidea törmelék | lemezközi agyag- hártyák | Kolozs- orma, Vöröskő |
| vöröskői | lemezes | világos vöröses, lilás | vörös, lilá, sárga | | vörös, sárga lencsék, zsinórok | afanitos | szórványo- san kri- noidea törmelék | lemezközi agyag- hártyák | Vöröskő, Bánya- hegy, Imókő |

I. táblázat A Bükk-fennsíkon és annak előterében előforduló mészkövek főbb litológiai jellemzői

Table I. Main lithologic characteristics of limestone of the Bükk Plateau and its foreground

Таблица I. Основные литологические характеристики известняков Плато Бюкк и его foreground

A *kovás aleurolit* világosszürke kemény kőzet, cm-es rétegződéssel vagy anélkül. Mindig a terrigén kőzetekhez kapcsolódik.

A *terrigén kőzetek* szürke színűek, az agyagpalától a konglomerátumig gyakorlatilag minden szemnagysági változat megtalálható közöttük, többnyire cm, esetleg dm nagyságrendű rétegekben váltakozva. Térképezési szempontból két fő típusuk lenne elkülöníthető, a turbidites és gravelites pala, a rossz feltártság és a számtalan átmenet azonban megoldhatatlanná tette rajzi szétválasztásukat.

A *turbidites pala* jellemzője sötétebb finomszemű, agyagos–aleuritos, makroszkóposan rétegzetlen és világosabb durvább szemű, homokos jól rétegzett sávok váltakozása; néhol előfordulnak benne gravelit-, sőt konglomerátumbetelepülések is. Mindezek a szemnagysági változatok, vagyis a rétegződés, az esetek döntő többségében csak friss, a palásságra merőleges törési felületen, ill. a palássági felszínen ismerhető fel. Az agyagosabb részek változó mértékben kovásak; néhol mikrobrecsarétegeket tartalmaznak, ezek szögletes kovapala- és kovás agyagpaladarabokból állnak. Sík felületek mentén vékony lemezekre esik szét.

A *gravelites pala* ritkán tartalmaz homokos rétegeket, s az agyagos–kőzetlisztes rétegek főleg gravelittel váltakoznak. A gravelitben (köztes változat a durva szemű homokkő és az aprókavicsos konglomerátum között) a rétegződés többnyire rosszul látható. Törmelékanyagában kovapalák, illetőleg a mállás során limonitosodó agyagpalák (?) vannak. A szemcsék koptatottsága erősen változik, de közös jellegük a szétlapultság (préseltség). Elválási felületei egyenetlenek, hullámosak.

Fáciesviszonyok

A terület kőzetei erősen préseltek, így képződési körülményeik csak nagy vonalakban rögzíthetők.

A fennsík, kis-som-hegyi, bánya-hegyi mészkövek világos színűek, megjelenésük és több-kevesebb ősmaradvány-tartalmuk (zátony- és platófauna) alapján sekélytengeri, karbonátos platóüledékek.

A nagy-tölgyesi mészkő rózsaszín lencséi, agyagrétegei mindenképpen mélyebb környezetet: zátonylejtőt vagy egy mélyebb medence lejtőjét (olisztoszt-róma kevés mátrixszal?) jelzik.

A Kolozs-ormai sárga-vörös-szürke mészkő triász–jura medence-fáciesű mészkövekre emlékeztet. A helyenként dúsuló krinoidea-tartalom újra ülepedett lehet. A vöröskői krinoideás-tűzköves mészkő e medence lejtő-régióit jelölheti dús agyag- és kovatartalma alapján. Nem ritka benne az apró olisztolit (Vöröskő K-i völgy, bánya-hegyi alapszelvény), amely szintén ezt az értelmezést támasztja alá.

A malom-hegyi tűzköves mészkő gyakori márgarétegeivel, szabályos tűzkő-zsinórjaival a legmélyebb karbonátos medenceüledék. A vörös-sárga kovapala

radiolarit volt, tehát igen valószínűen mélytengeri, CCD alatti nyugodt, lassú üledékképződést rögzít. Az agyagpala egyes részei kifejezetten flis jellegűek; szabályos Bouma ciklusokat azonban nem találtunk, s a rétegek túl vékonyak, agyagos–aleuritosak. Ezek a bélyegek egy mély medence lejtőjének távoli (disztális) területére utalnak.

Igen jellemző a területre a nagyfokú fácies-változatosság. A követhető azonos kőzetfélésegek vastagsága és átmeneteik viszonylag kis távolságon belül is változnak. Ez vagy eredeti hirtelen fáciesátmenetekkel, vagy (és) tektonikai jelenségekkel (kinyíródás, kicsípődés) magyarázható.

A fácies változékonysága és az átmenetek (2. melléklet) indokolják, hogy az értelmezésnél a tarka tűzköves és tűzkőmentes, ill. a szürke, tűzköves mészköveket „átmeneti” mészkövekként összevonjuk. Ezek alkotják ugyanis az átmenetet a szürke, fennsíkí–kis-som-hegyi típusú mészkövek és a kovapalák közt. (Az észlelési térképen az esetleges későbbi értelmezéseknek szabad utat hagyva ábrázoltuk az elkülönített változatokat.)

Szerkezeti megfigyelések

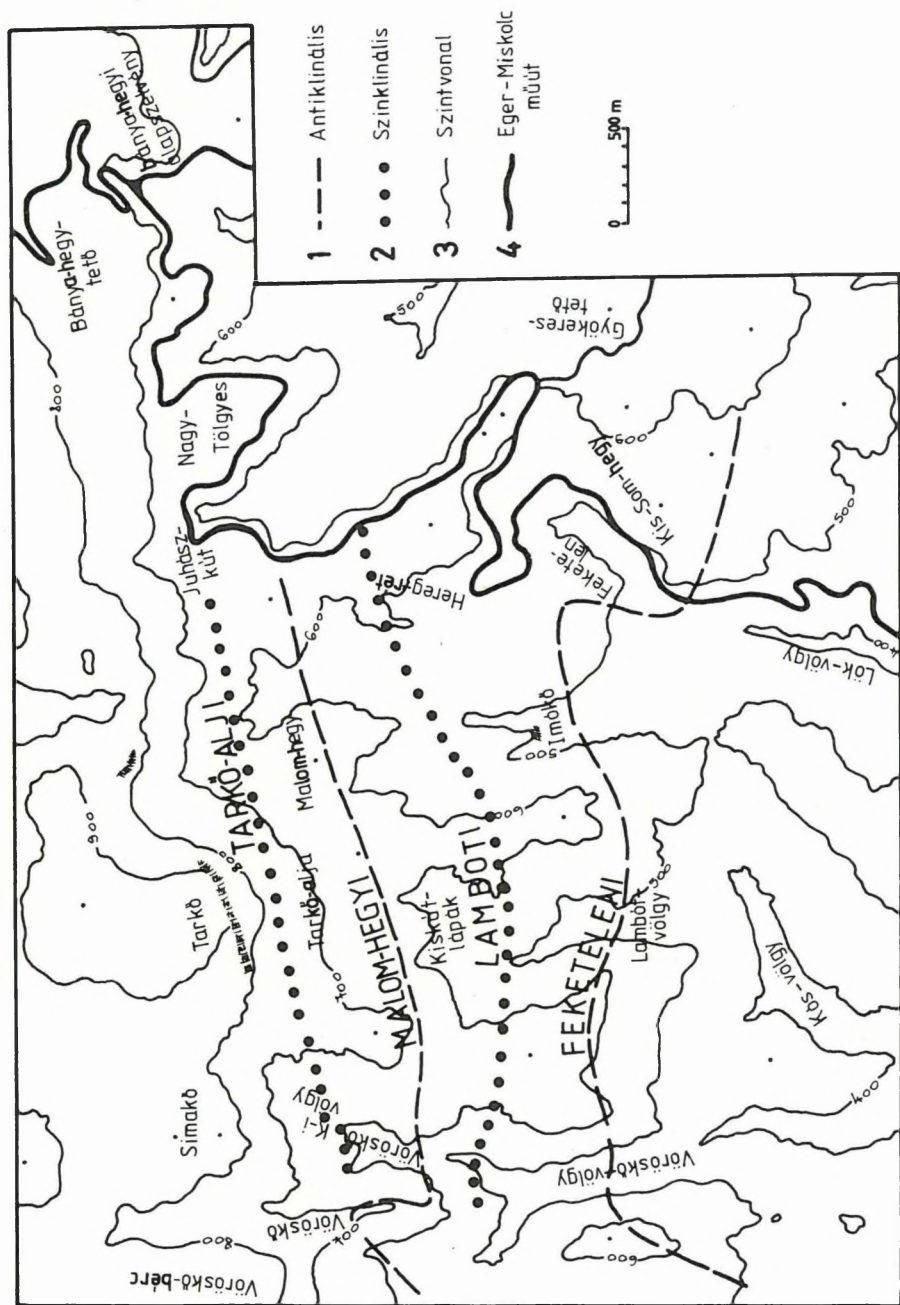
A terület bonyolult felépítése miatt célszerűnek látszik a rétegtannal foglalkozó fejezet előtt ismertetni a szerkezeti viszonyokat, hiszen a kőzettani egységek egymásutániségát csak így érthetjük meg világosan.

Szerkezeti megfigyeléseink közt az első (1. melléklet) az, hogy az egyes mészkőféléseket a rétegcsapásukkal azonos, körülbelül K–Ny-i irányban jól lehetett követni. Ez a tendencia két helyen: a Vöröskőnél és a Feketelennél törik meg. A mészkővonulatok mindkét helyen rövid szakaszon É–D-i csapásúak, majd visszanyerik K–Ny-i irányítottságukat. A Vöröskőtől Ny-ra (a neveket l. a 26. ábrán) a kőzetsávok határozott változással ÉÉK–DDNy-i csapásúak lesznek. Ezt az irányítottságukat — azaz a Szarvaskői szinform tengelyével és a Darnó-vonallal párhuzamos irányt — hosszan tartják a már nem ábrázolt területen is.

Az 1. térképmellékletet alaposabban megnézve szembeötlik, hogy egyes mészkőszávokra mint tengelyekre szimmetrikus kőzetelrendeződéseket észlelünk (pl. a D-i mészkővonulat két oldalán kovapalákat, majd agyagpalát találunk). Jellegzetes befűződő, többször visszatérő kőzetsávokat vehetünk észre a Vöröskő K-i völgyben. Ezek a térképi képek arra utalnak, hogy kőzetsávjaink redők, melyek tengelye K–Ny-i.

A Vöröskőnél és a Feketelennél található csapásváltásoknál az egyes kőzetsávok párhuzamosan ugyanolyan alakzatot rajzolnak: ezek is redők, melyek a kőzetsávokat deformálják; tengelyük körülbelül É–D-i.

A terepi feltárásokban is e két gyűrődés nyomait figyelhetjük meg, azaz két különböző típusú és irányítottságú redőcsaládot észleltünk. Az első típusba a palássággal egyidejű redők tartoznak. Ezek a malom-hegyi tűzköves mészkő-



26. ábra. A redők térképi helyzete a Bükk-fennsík déli peremén

Fig. 26. Location of folds, southern rim of the Bükk Plateau

1 — axis of anticline; 2 — axis of syncline; 3 — contour line; 4 — highway between Eger and Miskolc

Рис. 26. Положение осей складок

1 — антиклиналь; 2 — синклираль; 3 — горизонталь рельефа; 4 — шоссе Эгер-Мишкольц

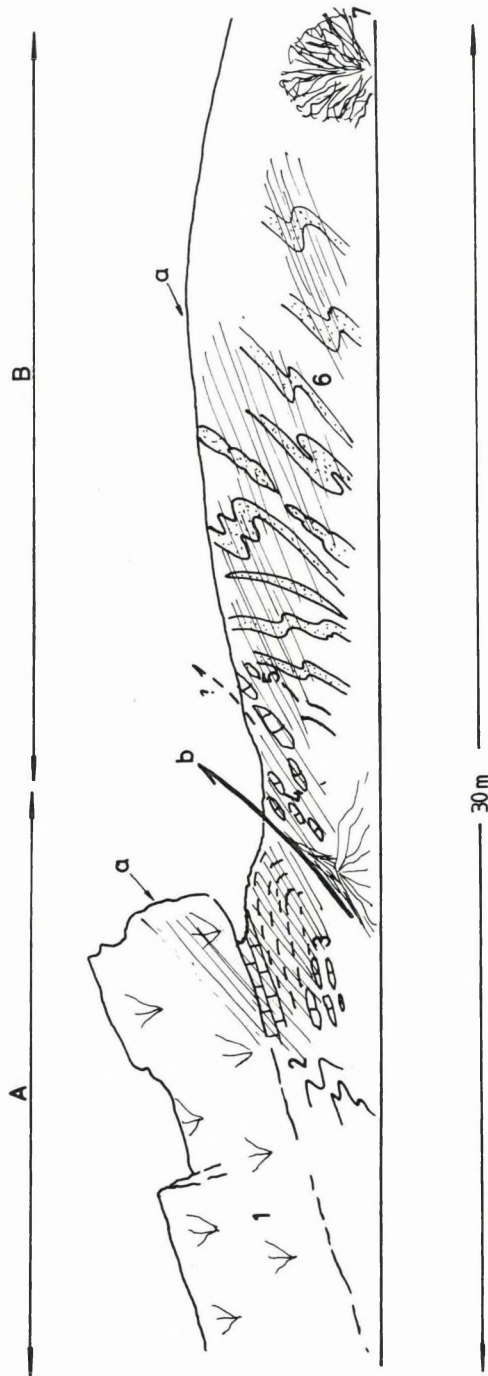
kőben és a kovapalában látszanak legszebben, mert a rétegzés ezekben a képződményekben a legszembetűnőbb (27. ábra). A redők hasonló stílusúak, általában szorosak, egyes esetekben (főleg a D-i mészkővonulatban) izoklinálisak. A különböző kőzetfélésekben a redők alakja nem különbözik jelentősen. A jó behatolású, sűrű elválást okozó palásság a redők tengelysíkját alkotja, illetve ezzel párhuzamos; egyes esetekben enyhén széttartó legyezőt alkot a redőkben. A palásság dőlése a különböző kőzetekben azonos, a területen uralkodóan É-i: a redők vergenciája D-i. A redők a mérések és a terepi megfigyelések szerint hengeresek (28. ábra): A sztereogramokon a rétegzés és a palásság (tengelysík) főkör mentén oszlik el, melynek tengelye a mért vonalasságok (metszési vonalasság, mullion szerkezet) vetületi pontjaival esik egybe.

A területen előforduló *másik* redőtípus a cikcakk (vagy harmonika) redők kategóriájába tartozik (29. ábra). Ezt a redőformát egyenes szárnyak és hirtelen átfordulás jellemzi: háztetőre emlékeztet. Egyes esetekben megfigyelhető, hogy a rétegzést és a palásságot gyűri. Az eredetileg hullámos (mert már egyszer gyűrt) felületek újragyűrődéséből egy uralkodóan É-i dőlésű tengelyű redősorozat képződött. Az egyedi redőtengelyek a sztereogramon főkör mentén (azaz a tengelysík mentén) szóródnak (30. ábra). Ennek a redőcsaládnak a tengelysíkja nem alkot újabb palásságot a vizsgált területen. A leghevesebben ilyen stílusban gyűrt szakaszokat a két Z alakú nagy redő környékén, illetve meredek, É–D-i lefutású völgyek és gerincek mentén észleltük. Ez arra utal, hogy a nagy és kicsiny, megegyező formájú redők kapcsolatban vannak. Erre utal, hogy mind a két méretarányú cikcakk redők tengelye észak felé dől. A részletesen végigmért feketeleni Z-redő nem szórja a kicsiny cikcakk redők tengelyeit, tehát a különböző méretarányú harmonikaredők egyazon gyűrődés során keletkeztek.

A Vöröskőtől Ny-ra megfigyelhető *csapásváltás* deformálja az első típusú redőket, hiszen azok tengelyei beállnak az ÉÉK–DDNy-i irányba (28. ábra). Úgy tűnik, hogy a vöröskői Z-redőt is torzítja (1. melléklet). A hirtelen, de íves csapásváltás arra utal, hogy ez is lágy deformációs fázis eredménye.

A térképlapon ritkán sikerült csak az észlelésekből a helyszínen törés jelenlétét megállapítani. Ezek két csoportba oszthatók: K–Ny-i csapású feltolódások, illetve ÉNy–DK-i csapású haránttörések csoportjába.

Előbbire példa a Vöröskő K-i völgy D-i kikutatásánál húzódó törés, amely mentén mészkövek érintkeznek a legdélebbi kovapala-feltárásokkal. Ugyanilyen jellegű határra lehet következtetni a Kiskút-lápák szelvényéből is (1. melléklet). Az említett törés valószínűleg feltolódás meredek É-i dőléssel, hiszen a kontaktus lefutását a domborzat kevésbé befolyásolja. A Juhász-kút–Bánya-hegy mészkőblokk D-i elveződésénél is egy több ponton kimutatható feltolódást találunk, mely lehet, hogy az előző folytatása. A feltolódást jól látni a MÁFI bánya-hegyi alapszelvényében (27. ábra) a vörös, olisztolitos mészkő (normális redőszárny) és a vörös-sárga kovapala (átbuktatott redőszárny)



27. ábra. A bányahégyi alapszelvény vázlata

A — normális redőszárny, B — átbuktatott redőszárny

1 — ősmaradványos bányahégyi mészkő (olisztolit); 2 — vörös-sárga tűzkömentes Kolozs-ormai mészkő; 3 — vöröstűzköves krinoidás vörös mészkő; 4 — vörös argillit olisztolitokkal; 5 — vörös kovapala allodapikus mészkövekkel; 6 — sárga kovapala allodapikus mészkövekkel; 7 — agyagpala; a — palásság, b — feltolódás

Fig. 27. Sketch of the basic section of Bányahégy

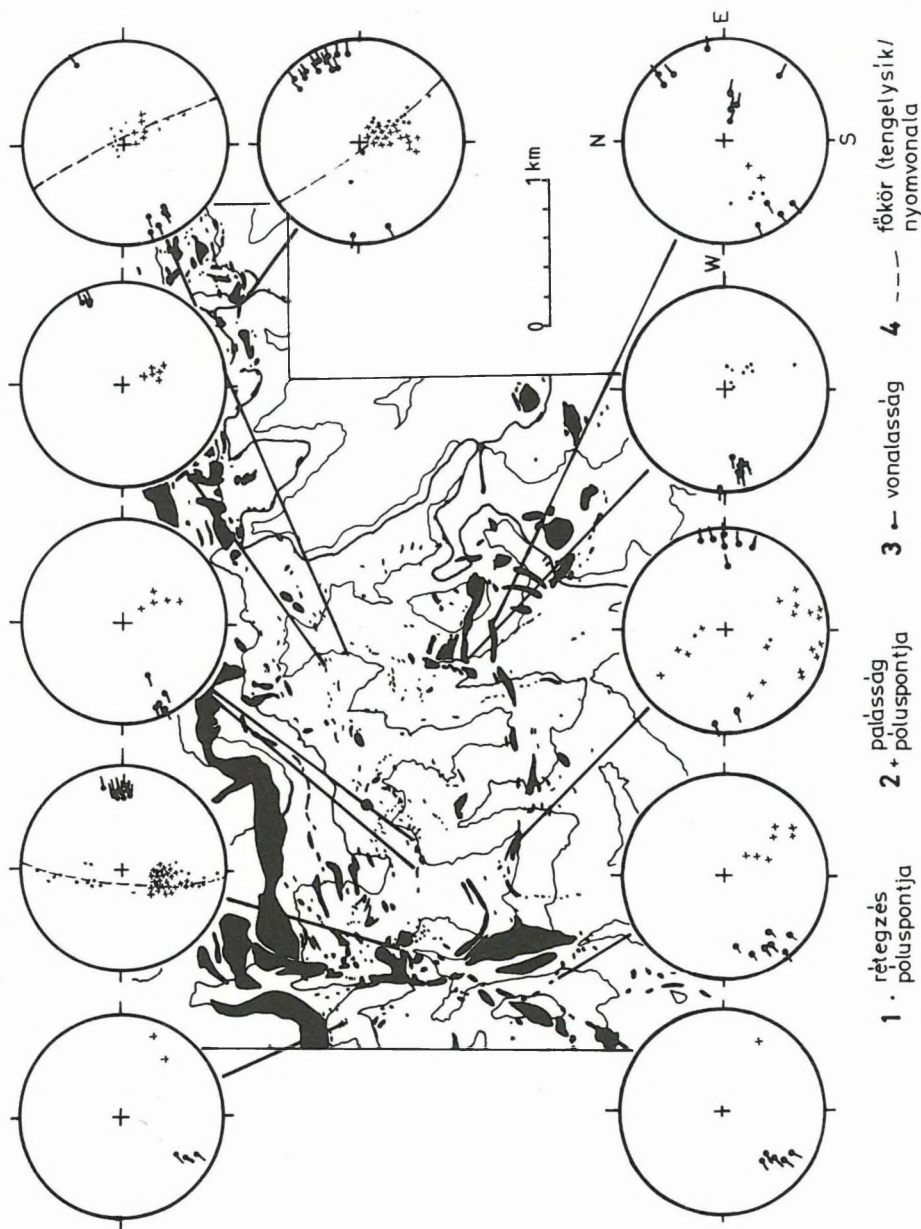
A — limb in normal position, B — limb in overturned position

1 — Bányahégy Limestone with fossils (olistolith); 2 — red and yellow, chert-free Kolozs-orom Limestone; 3 — crinoidal red limestone with red chert; 4 — red argillite with oolites; 5 — red radiolarite with allodapic limestone; 6 — yellow radiolarite with allodapic limestone; 7 — shale; a — schistosity, b — overthrust

Рис. 27. Опорный разрез у г. Баняхель

A — нормальное крыло, B — опрокинутое крыло

1 — баняхельский известняк с окаменелостями (олистолит); 2 — красножелтый коложормайский известняк без кремней; 3 — красный криноидный известняк с красными кремнями; 4 — красный аргилит с олистолитами; 5 — красный кремнистый сланец с олистолитами; 6 — желтый кремнистый сланец с аллодапическим известняком; 7 — глинистый сланец; a — сланцеватость, b — взброс



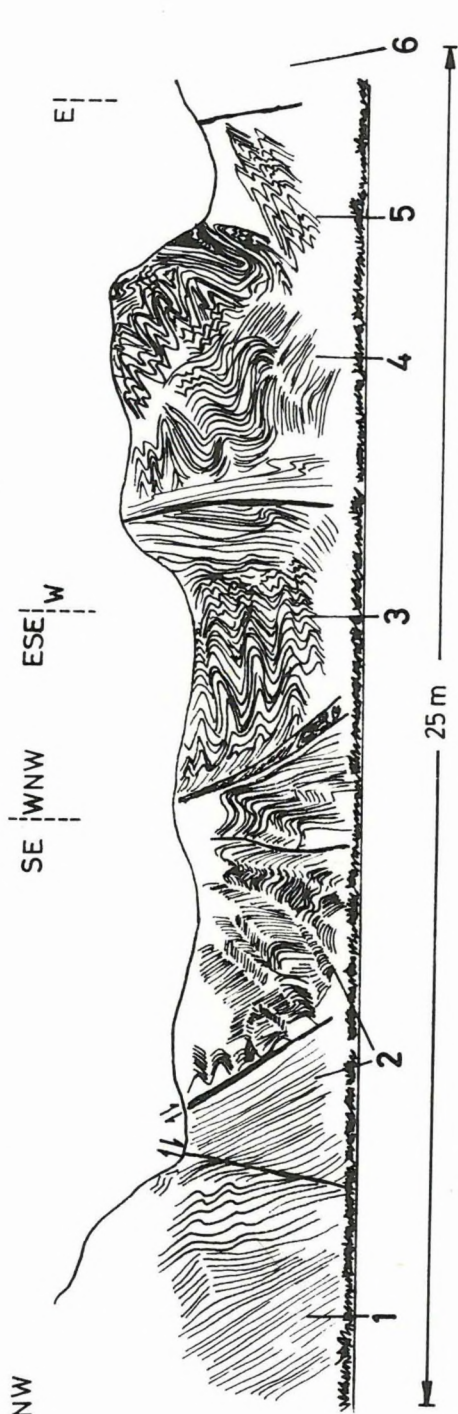
28. ábra. Az első fázis redőinek mérési adatai

Fig. 28. Measurement data of folds of the first phase

1 — pole of bedding; 2 — pole of schistosity; 3 — lineation; 4 — great circle trajectory

Рис. 28. Данные структурных наблюдений по складкам первой фазы

1 — полюс слоистости; 2 — полюс сланцеватости; 3 — линейность; 4 — след большого круга



29. ábra. A Herég-réti útkanyar alapszelvénye

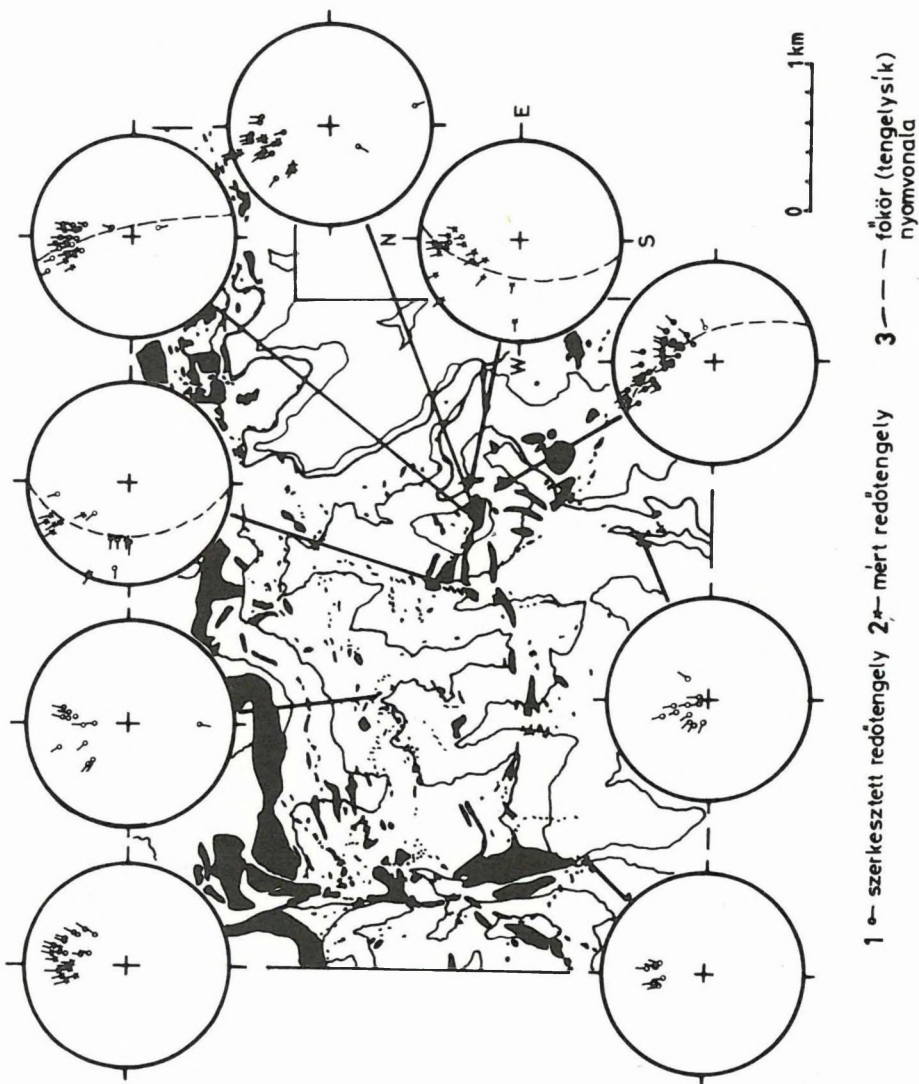
1 — szürke, rózsaszínű és sárgalencsés nagy-tölgyesi mészkő; 2 — sárga, rózsaszínű és szürke Kolozs-ormai mészkő; 3 — szürke Kolozs-köves malom-hegyi mészkő; 4 — sárga mészkő; 5 — szürke és vöröstüzköves vöröskői-malomhegyi mészkő; 6 — olisztolitos agyapala

Fig. 29. Basic section of the Herég-rét road bend

1 — Nagy-Tölgyes Limestone with grey, pink and yellow lenses; 2 — yellow, pink and grey Kolozs-orom Limestone; 3 — red Vöröskő Limestone with red chert; 4 — grey and yellow Malom-hegy Limestone with yellow chert; 5 — Vöröskő and Malom-hegy Limestones with grey and red chert; 6 — shale with olistoliths

Рис. 29. Опорный разрез в излучине дороги при Херегрет

1 — серый с розовыми и желтыми линзами надтөдлешский известняк; 2 — желтый, розовый и серый коложормайский известняк; 3 — красн. бйк красными кремнями вереш-кэйский известняк; 4 — серый и желтый с желтыми кремнями маломхельский известняк; 5 — верешкэйско-маломхельский известняк с серыми и красными кремнями; 6 — глинистые сланцы с олистолитами



30. ábra. A cikcakk redők mérési adatai

Fig. 30. Measurement data of chevron folds

1 — axis of fold, constructed; 2 — axis of fold, measured; 3 — great circle (plane of axis) trajectory

Рис. 30. Данные структурных наблюдений по складкам зигзагообразной формы

1 — ось складки, построенная; 2 — ось складки, наблюденная; 3 — след главного круга (осевой плоскости)

közt. Ugyancsak látható és a terepi megfigyelésekből következtethető ez a feltolódás a Nagy-Tölgyes Ny-i hajtókanyarjában levő feltárásokban. A mért törésfelületek É-i dőlésűek. Törés határolja a fennsík D-i peremét a terület K-i határától a Simakőig: a bükk-fennsíki mészkő különböző képződményekkel érintkezik. A határ viszonylag egyenes lefutásából (a törmeléket és a leszakadt blokkokat figyelmen kívül hagyva) arra lehet következtetni, hogy a törés meredek dőlésű, valószínűleg fiatal feltolódás. (Ezzel összhangban vannak a Bükk-fennsík fiatal korú kiemelkedésére vonatkozó megállapítások.)

A vetőkre jó példák a Kis-Som-hegyet DNy-ról és ÉK-ról határoló törések, ahol a dőlésből következően más képződményeket várnánk. Ugyanilyen törés zárja le a 15-ös kilométerkő előtt a műút partjában és aljában levő mészkőtömböt Ny-ról. A Juhász-kútnál a mészkőtömböt Ny-ról ugyancsak törés határolja.

A térkép elemzése során újabb törésrendszerek valószínűsíthetők: így egy É–D-i csapású vető-család és egy körülbelül Lök-völgy irányú meredek törésrendszer.

A deformációk relatív időrendjét azon elv alapján állapíthatjuk meg, miszerint egy deformációs fázis által okozott alakváltozás minden előző — sík és hullámos — felületet érint. Az első fázis a rétegzést érinti: ez pedig az *első* redőtípus és a hozzátartozó alakváltozások (28. ábra), tehát a palássággal együtt járó D-i vergenciájú gyűrődés. Mivel a *második* redőtípus mindkét előbb említett — korábban létrejött — felületet gyűri, ezért későbbi időpontban fellépő gyűrődés terméke. A *csapásváltás* a legkésőbb létrejött, lágynak tekinthető deformáció, mivel mindkét előző formát torzítja. Sajnos, a törések kronológiai sorrendjének megállapításához kevés adattal rendelkezünk.

A deformációk egymáshoz viszonyított korának tisztázása nem ütközik nehézségbe, földtani időskálába való helyezésük ezzel szemben nem lehetséges, mivel a területen nem található olyan földtani helyzet, amely ezt lehetővé tenné. A csapásváltásnak a hegység Ny-i felének ívelésével való analógiája valószínűvé teszi, hogy ez a deformáció a Darnó-vonal menti balos eltolódással egyidejű, tehát kora az alsó miocénre tehető.

Az észlelésekből és a térképelemzésből adódó szerkezeti viszonyok közül az alábbiak nélkülözhetetlenek a rétegtani értelmezésnél:

1. A Vöröskő-völgy–Lambot-völgy–Feketelen-Ny vonalában húzódó malom-hegyi tűzköves mészkőszáv antiklinális, mert: *a)* a Vöröskő-völgyben és a Lambot-völgyben lefelé kiszélesedik (1. melléklet), *b)* ugyanitt a kovapala a mészkő-magvú parazita-antiklinálisokat (dragfold) burkolja. Ezt az antiklinálist feketeleni antiklinálisnak neveztük el.
2. A Vöröskő K-i völgy–Kiskút-lápák–Malom-hegy–Heregvágás-nyak mészkő- és kovapalavonulat egy parazita redővel tarkított antiklinális, melynek magja malom-hegyi tűzköves mészkő: *a)* a Vöröskő K-i völgyben

és a Kiskút-lápákban a vonulat kiszélesedik; b) a Vöröskő K-i völgyben a gyúrt formák és az antiklinális záródásának kezdete jól látszanak.

Ezt az antiklinálist malom-hegyi antiklinálisnak nevezzük.

3. A fenti antiklinálisok közti területeket uralkodóan agyagpala, illetve olisztolitos agyagpala tölti ki. Kézenfekvő a feltételezés, hogy ezek szinklinálist alkotnak. Ezt igazolja, hogy a feketeleni antiklinálistól közvetlenül D-re fekvő agyagpala összlet: a Lök-völgyi palaterület kimutatottan szinklinálist alkot [BALLA et al. 1987]. A Bükk-fennsík és a malom-hegyi antiklinális közé eső palasávot tarkó-alji szinklinálisnak, a malom-hegyi és feketeleni antiklinálisok közti palasávot pedig lamboti szinklinálisnak nevezzük (26. ábra).

Rétegtani viszonyok

A terület rétegtani viszonyainak kiderítésére bizonyos kulcsterületeken folyamatos szelvényeket elemeztünk, s egyszerűsített rétegsorukat a 2. mellékleten adjuk közre. A rétegsorok elemzését célszerű két csoportban — a Bükk-fennsík peremén, illetve előterében — elvégezni, mert biztosak vagyunk abban, hogy a Bükk-fennsík előterében normális fiatalodású rétegsort észlelünk. Erre egyrészt az agyagpalákon észlelt méréssorozatok, másrészt a hasonló — egyirányú — rétegsorok, harmadrészt a lök-völgyi szelvény normális sorozata utal. A Bükk-fennsík peremének fiatalodása bizonytalan.

A Bükk-fennsík előterének legszembetűnőbb szerkezeti egysége a feketeleni antiklinális. Itt a megfigyelések és a szelvények alapján a redő magjában malom-hegyi mészkő van, melyet kovapala, majd agyagpala burkol. Igen hasonló a rétegsor a malom-hegyi antiklinális középső szakaszán. Itt a malom-hegyi mészkőre vöröskői mészkő, majd kovapala s végül agyagpala települ. A vöröskői szakaszon e fölött a szint fölött nagyobb mészkőblokkokat találhatunk, feltehetően olisztolitiként.

E rétegsorok értelmezésénél fontosnak tartjuk a Lök-völgyben észlelt rétegsort [BALLA et al. 1987]. Ebben legalul a Vaskapuk és a Kis-Som-hegy mészkövei, majd az ezt a képződményt burkoló vörös-sárga kovapalák következnek. A megfelelő rétegtani szintet a lök-völgyi agyagpala összlet alkotja. Ez megegyezik a Bükk-fennsík előterére adható általános rétegsorral. A kisebb eltérések csak a vöröskői mészkő eltérő helyzeteiből adódnak.

A vöröskő-bérci fennsíkiperemen a folyamatos rétegsor alul agyagpalával kezdődik, amelyre a csak hézagosan észlelt kovapala, majd malom-hegyi mészkő, vöröskői mészkő és legfelül fennsíki mészkő települ. Ez a rétegsor szimmetrikus a Bükk-fennsík előterének rétegsorával, pontosabban annak tükörképe. Mindkét rétegsorban szerepelnek az agyagpalák, s ezek a Bükk-fennsík előterétől kezdve, a fennsík pereme alatt is követhetők (1. melléklet) (malom-hegyi antiklinális É-i szárnya, azaz tarkó-alji szinklinális; a Vöröskő-

völgy ÉNy-i szárnya és a Vöröskő-bérc közti sáv). Ezért valószínű, hogy a fennsík-peremi rétegsor az előtérinek fordítottja.

Balogh Kálmán [1954] a terület K-i részére eltérő — nagyjából fordított — rétegsort ad meg. Táblázatában egyesíti a fennsíkperem és a répáshutai tömb települési viszonyait és a világos, fennsíki típusú mészkövet helyezi a legfiatalabb szintbe, az agyagpalát pedig a legmélyebb szintbe. A két szélső képződmény közt nála is szaruköves mészkövek, tarka mészkövek és kovapalák foglalnak helyet. A különbség nyilván az eltérő szerkezeti megítélésből ered.

Értelmezés

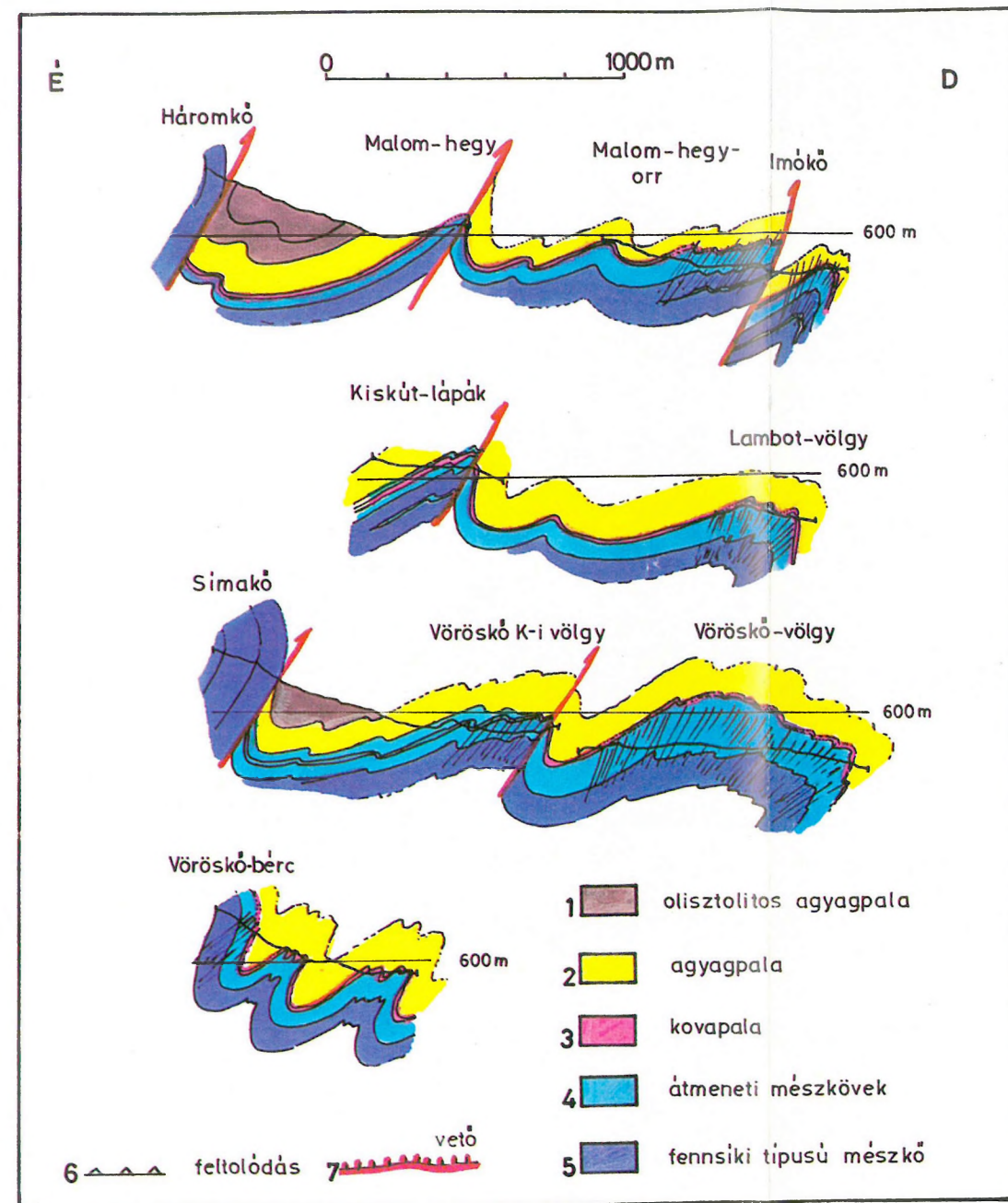
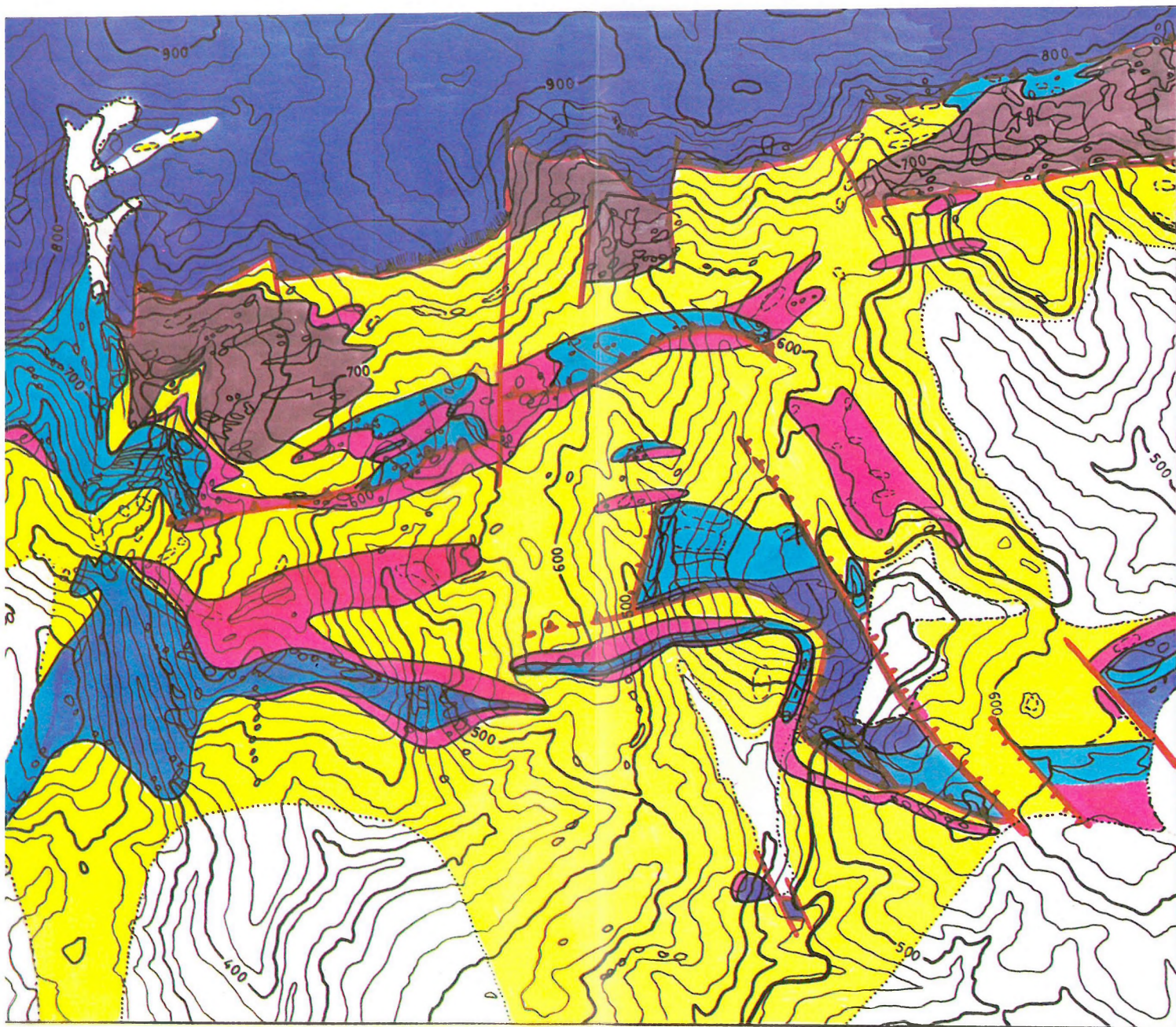
A jelenleg rendelkezésre álló észlelési anyag a kiindulási feltételektől függően több megoldást is lehetővé tesz. E tanulmányban egyszerű alapfeltevésekből kiindulva igyekeztünk a legegyszerűbb, de azért valószínű képet kialakítani. Kiindulópontunk az volt, hogy az azonos kőzetfélések azonos kőzettani-rétegtani szintet képviselnek.

A mészkövek a Bükk-fennsík előterében antiklinálisok magjában bukkannak elő, tehát idősebbek a rájuk települő kovapaláknál és agyagpaláknál (31. ábra). Ha a szürke tűzköves mészkövek azonos litosztratigráfiai egységbe tartoznak, akkor az Imókö fennsíki jellegű mészköve (kis-som-hegyi mészkő) a tűzköves mészkőnél (malom-hegyi mészkő) idősebb (31. ábra). Ez azt vonja maga után, hogy az Imókö frontján kisebb feltolódást kell feltételeznünk, amely K-felé is megvan, gyűrt formában. Ugyanezt a malom-hegyi-vöröskői mészkő szintet találjuk a malom-hegyi antiklinálisban, amelyet szintén kovapala burkol. Erre agyagpala, olisztolitos agyagpala következik. A Bükk-fennsík peremét, fordított rétegsorát és a D-i vergenciájú gyűrődéseket figyelembe véve, átbuktatott antiklinálisnak fogjuk fel. Ennek átbuktatott szárnyát legtöbb helyen elnyírja a fennsíkperemi törés, szerencsés esetben azonban megkíméli a rétegsort. Az Őserdő kova- és agyagpala-törmeléke a redő normális szárnyán van.

A juhász-kút-bánya-hegyi tömb értelmezése bonyolult feladat, hiszen a tömböt három oldalról törés határolja. A benne levő, egymáshoz közel fekvő szelvények nem korrelálhatók. Több lehetőség is van a tömb interpretációjára: tekinthetjük a fő tömeget zátony testnek, amelyről kisebb leszakadt darabok kerültek a zátony lejtőjére. Ez esetben a komplexum mai elrendeződése az eredeti helyzetet mintázza. Értelmezhetjük a tömb egészét olisztosztrómaként, mely a malom-hegyi antiklinálissal analóg helyzetű, hasonló tarka és tűzköves mészköveken nyugszik.

Hasonló a helyzet a tarkó-alji mészkőblokkal is. Olisztolitiként is felfoghatjuk, de helyére kerülhetett a Tarkóból kiszakadva, a lejtőn való lecsúszással is.

Az értelmezés eredményeként a vizsgált területre egységes rétegsor adható, mely alulról felfelé: fennsíki mészkő — átmeneti mészkövek (tarka és szürke,



31. ábra. A tarkői fennsíkperem és -előtér földtani térképe és szelvényei

Fig. 31. Geological map and cross sections of the southern rim of the Bükk Plateau

1 — shale with olistoliths; 2 — shale; 3 — bedded chert; 4 — transitional limestone; 5 — plateau-type limestone; 6 — overthrust; 7 — fault

Рис. 31. Геологическая карта южного края и форланда плато Бюкк в районе горы Таркё с геологическими разрезами

1 — глинистые сланцы с олистолитами; 2 — глинистые сланцы; 3 — кремнистые сланцы; 4 — переходные известняки; 5 — известняки типа развитых на плато Бюкк; 6 — надвиг; 7 — сброс

tűzkömentes és tűzköves mészkövek) — kovapalák — agyagpala (esetenként olisztosztróma szintekkel). Ez a rétegsor megegyezik a Lök-völgyben kapottal (ott ezt a sorrendet rétegdőlés-mérések adták). A kapott rétegsorrend logikus fácies-változást is tükröz: egy karbonátos plató szétदारabolódását, besüllyedését (lejtő- és medencefáciesű mészkövek), majd mélytengeri környezet beállását (radiolarit), végül terrigén anyag beszállítását.

Összefoglalás

A térképezés és szerkezetelemzés során összegyűjtött adatokból kiindulva egységes szerkezeti és rétegtani képet alakítottunk ki a fennsík D-i peremére és előterére. A legidősebb fennsíki mészkőre rétegtanilag különböző megjelenésű — átmeneti — mészkövek következnek, amelyeket kovapala burkol. Erre következik a nagy vastagságú agyagpala-összlet. A mészkövek antiklinálisok magjában bukkannak ki, míg az agyagpala szinklinálisokat alkot. Épp ezért a mészkövek általában alacsonyabb domborzati helyzetben bukkannak elő a fennsíkperemi antiklinálist kivéve. Ezt — átbuktatott szárnyának elnyírásával — egy fiatal feltolódás emelte ki. Az elsődleges gyűrődés által létrehozott formákat erőteljes cikcakk redők deformálták, majd — valószínűleg a Darnó-vonal hatására — csapásváltás lépett fel. A mai helyzetet vetők (esetleg eltolódások) alakították ki.

Irodalom

- BALLA Z., CSONTOS L., HAVAS L., HORVÁTH Á. 1987: A Lök-völgyi szinklinális. MÁFI Évi Jel. az 1985. évről (in press).
- BALOGH K. 1954: Répáshuta környékének földtani vizsgálata. MÁFI Évi Jel. az 1952. évről, pp. 13–23

1.4 SZERKEZETKUTATÓ SZEIZMIKUS REFLEXIÓS MÉRÉSEK KECSKEMÉT-D-KISKUNFÉLEGYHÁZA-ALPÁR-KUNSZÁLLÁS- JÁSZSZENTLÁSZLÓ KÖRNYÉKÉN*

1984-ben és 1985-ben folytattuk az 1983-ban megkezdett szeizmikus reflexiós méréseket az OKGT megbízásából. 1984-ben 31 szelvényt mértünk 358,85 km hosszúságban, 24-szeres fedéssel (kivéve egy szelvényt, amely 48-szoros fedésű volt), 1985-ben 220,35 km vonalhosszban végeztünk méréseket a területen. Az 1984-ben mért szelvények feldolgozása 1985-ben befejeződött, az 1985. évi mérések még feldolgozás alatt állnak.

Az 1984. évi szelvények három területre összpontosulnak: Alpártól É-ra összefüggő hálózatot mértünk, amelyet a jászkarajenői fúrásokba bekötöttünk. A második területrészen, Kiskunfélegyházától Ny-ra Bugacig mértünk 10 újabb vonalat, a harmadik területrészt Jászszenlászló térsége, ahol 6 vonalat mértünk 1984-ben. 1985-ben Kiskunfélegyháza–Gátér környékén és Jászszenlászlonál végeztünk méréseket (32. ábra).**

A terület földtani felépítését az 1983. Évi Jelentésben vázoltuk (45. oldal). Méréseink D-felé a szanki fúrásokig terjedtek, így a szanki kiemelt gerinc É-i előteréről is kaptunk adatokat. 1984–85-ben a térségben újabb kutatófúrásokat mélyítettek. A KA–8/83 vonal 84⁵⁰-es pontjára tűzték ki az Alpár–I fúrást, amely a miocén és kréta üledékek alatt átfúrta az alsó kréta korú diabáz összetet és 3394 m-ben elérte a prekambriumi gránitot. Tőle É-ra az Alpár–2 fúrás (KA–8/83 vonal 138⁵⁰-es pontján) alsó kréta diabázban állt meg 2500 m-ben. Az Alpár–I földtani alapfúrást Alpár községtől D-re jelenleg még mélyítik.

A szeizmikus szelvények értelmezéséhez rendelkezésünkre áll a földmágneses ΔZ -anomália térkép (33. ábra) és a gravitációs maradék-anomália térkép (34. ábra).

Az igen gazdag mérési anyagból néhány jellegzetes szelvényt mutatunk be. A KA–19/84 és KA–21/84 szelvény (35. és 36. ábra) a kecskeméti kiemelt helyzetű területéről (Kecs–D jelű fúrások) indul és Nyárlőrinc mellett haladva a KA–1/83 szelvény középső részénél ér véget. A KA–26/84 szelvény (37. ábra) merőleges az előbbi vonalakra és Lakitelektől É-ra majdnem a Tiszáig húzódik. A KA–33/84 vonal (38. ábra) a jászkarajenői fúrásokhoz

* Polcz I., Szeidovitz Zs.

** A 32–44. ábra a kötet végén található.

köti be a területet. A KA-8/84 (39. ábra) a KA-8/83 folytatása és a 138⁵⁰-es pontjában fúrták az Alpár-2 fúrást. Végül a legutolsóként bemutatott KA-36/84 szelvény (40. ábra) a bugaci terület egy jellegzetes, dőlésirányú szelvénye.

A szelvényeken világossárgával jelöltük az alsó és felső pannóniai korú rétegek valószínű határát. Ez alatt a szint alatt ugyancsak sárgával hangsúlyoztuk a markáns, D-DK felé dőlő, jól reflektáló alsó pannóniai rétegeket, amelyek hosszan követhetők. Ezek különösen a KA-19/84 és a KA-21/84 szelvényen jellegzetesek. Ez a nagy vastagságú alsó pannóniai összlet egy ÉNy-ról DK felé irányuló, progradáló delta üledékes sorozata. A csökkenő dőléssel mélyülő reflexiók az egykori üledékgyűjtő partjánál ciklikusan leülepedő, a mélyebb víz felé fokozatosan kivékonyodó üledékfelhalmozási egységet képviselnek. Dőlésirányban felfelé haladva a vaskos reflexióskötegek folyamatosága megszakad. Itt egy kaotikus képet mutató, eróziós diszkordanciára utaló jelenség figyelhető meg, ami a közel dőlésirányú szelvényeken (KA-19/84, KA-21/84) különösen jól látható. A szeizmikus kép utólagos meder kimosásra, majd gyors ütemű, durva törmelékkel való feltöltődésre utal. Ez az „amőbaszerű test” olyan vastag és olyan nagy kiterjedésű, amilyenhez hasonlót még eddig sehol másutt nem tapasztaltunk. Az összlet külön érdekessége, hogy belső szerkezete általában nem, vagy csak nagyon gyengén reflektál, közvetlenül alóla viszont kiváló minőségű reflexiók indulnak ki. Egyetlen fúrás, az Alpár-2 harántolta ezt az összletet 812 m és 1200 m között, a fúrási jegyzőkönyv puha agyagmárgát, laza kötésű, széteső homokkővet jelez. Magminta-vétel nem volt. Szükséges lenne az összlet pontosabb megismerése fúrások, fúrómagok vizsgálata, karotázs mérések segítségével.

Az alsó és felső pannóniai összlet határának feltételezett szintet az egész kutatási területen végigkövettük és térképeztük (41. ábra). Ezt a szintet az üledékösszlet jellegének megváltozásához lehetett kapcsolni, általában a dőlő alsó pannóniai rétegek felső kiékelődésének burkolójaként, vagy az alsó pannóniai összletben sok szelvényen megfigyelhető „amőbaszerű test” tetejeként. Az alsó és felső pannóniai összlet határának időtérképe is tükrözi az ÉK-DNy-i fő szerkezeti irányokat, látszik az erőteljes süllyedés DK felé, Gátér felé. Kivétel Szank-Jászszentlászló térsége, ahol a süllyedés ÉK felé irányul. Az „amőbaszerű test” kiterjedését az alsó és felső pannóniai határ időtérképén pontozással jelöltük. Szelvényeink alapján megpróbáltuk a vastagságát is meghatározni kétszeres vertikális időben és vastagság térképet szerkesztettünk 100 ms-os időközökkel (42. ábra). A legnagyobb vastagságot Nyárlőrinc közelében találtuk. A test alakja és vastagsága arra utal, hogy az ÉNy-ról DK felé irányuló üledékáramlás két irányban szétterült.

Narancssárgával jelöltük a szelvényeken a pannóniai medence aljzatát, amely a kutatási terület nagy részén nagy energiájú, markáns reflexióval jelentkezik. Ezt a szintet térképeztük az egész kutatási területen (43. ábra). Az idő-

térképen az ÉK–DNy-i nagyszerkezeti irány szembetűnő. A medencealjzat a legmagasabb helyzetben a KA–24/84 vonal elején; a Kec–D–6 fúrás környékén, legmélyebben pedig Kiskunfélegyházától mintegy 5 km-re D-re van. Kiemelt rész még a jászkarajenői fúrások környéke, a Kunszállástól DNy-ra levő terület, valamint D-en a szanki területrészt. A kunszállási területrészen DK-i irányban erőteljes süllyedés figyelhető meg. A KA–28/84 vonaltól É-ra levő vonalhálózat szelvényein, a pannóniai medencealjzat térképén is tükröződik az idősebb összletek tektonizáltsága.

A pannóniai medencealjzat alatt a szeizmikus kép megváltozik. Hosszan követhető, jó reflexiók alig fordulnak elő. A terület É-i, ÉNy-i részén mért szelvényeken a narancssárga szint alatt a szeizmikus kép igen jellegzetes, nagyon eltér az Alpár–Kiskunfélegyháza környéki szelvényeken megfigyelt felső kréta összlet reflexiószegény szeizmikus képétől. A jelek alacsony frekvenciások, nagy amplitúdójúak, rövid távolságon belül megszakadnak, töredeztettek. A miocén–felső kréta összlet erősen tektonizált. A Kunszállástól D-re levő szelvényeken ez az összlet nem túl vastag, szeizmikus szempontból nem mutat jellegzetes képet.

A miocén–felső kréta összlet alját, az ún. preausztiai aljzatot sötétzölddel jelöltük a szelvényeken és időtérképet is készítettünk róla (44. ábra). Szank–Jászszentlászló térségében az 1985. évi sűrítő mérések feldolgozása után határozzuk majd meg ezt a határfelületet. A preausztiai aljzat térképén a KA–30/84 vonalában, s attól K-re a Tiszáig pontozott vonallal bejelöltük a feltételezett felső kréta összlet jellegváltozását. Ettől a jellegváltozási vonaltól D-re a felső kréta összlet reflexióban szegény (KA–19/84, 35. ábra; KA–21/84, 36. ábra) szelvények D-i része. Ezeken a szelvényszakaszokon a miocén–felső kréta határát jelentő világoszöld szintet is bejelöltük.

A Kiskunfélegyházától Ny-ra mért szelvények alapján megpróbáltuk meghatározni a felső kréta összlet kiékelődési helyét. A gátéri és kiskunfélegyházi fúrásokban ismert vastag felső kréta összlet a bugaci, kunszállási fúrásokban nincs meg. A felső kréta kiékelődési helyét a preausztiai medencealjzat térképén (44. ábra) a pirossal jelölt sávhoz kapcsolódó vetőzónához kötjük. Felső kréta összletet ettől a sávtól Ny-ra nem tételezünk fel. Ez a térkép kisebb változtatásokkal tartalmazza az 1983. évi mérések alapján szerkesztett időtérképet. A térkép É-i részén a preausztiai aljzat tektonizáltságát a berajzolt vetőzónák is mutatják.

A sötétzöld szint alatt az alsó kréta összleten belüli határfelületekről és idősebb mezozoos kőzetekről, illetve az ÉNy-i területen az ópaleozoos gránitról kaptunk reflexiókat. A mágneses ΔZ -anómália térkép szerint jelentős magmás közettömeg fordul elő Nyárlőrinctől délre. Az Alpár–2 fúrás 2143 m-től a 2500 m mély talpig diabázt harántolt. A szeizmikus szelvényeken lila színnel jelöltük be a vulkáni közettömeg tetejét. Elterjedését a mágneses anomália elterjedésének megfelelően lehetett nyomon követni a szeizmikus szelvényeken.

A színes jelöléseken kívül feketével jelöltünk be néhány nagyobb mélységű reflexiósort. Ezeket hosszan nem lehetett követni és a keresztező szelvényeken is csak néhány esetben sikerült azonosítani. Ezek a jelek pl. a KA-26/84 szelvényen (37. ábra) valószínűleg az ópaleozoos gránit leszakadását jelzik.

1.5.1 A Duna hordalékkúpjának kutatása a Mohácsi-szigeten*

A Mohácsi-sziget vízföldtani viszonyainak megismerésére 1981-ben több évre tervezett geofizikai kutatást kezdtünk. A munka az Országos Vízügyi Hivatal (OVH) regionális vízkutatói programjába tartozott, pénzügyi forrása is az OVH volt. A munkálatok koordinálását, a vízfeltáró fúrások tervezését a Vízgazdálkodási Intézet megbízásából a MÉLYÉPTERV végezte. A mérések első eredményeit az ELGI 1981. évi Jelentésében adtuk közre. A négy éven át végzett terepi mérések eredményeit éves szakjelentésekben adtuk át a megbízónak, majd 1985-ben összefoglaló jelentést állítottunk össze, amelyet itt röviden ismertetünk.

A kutatás előzményeként megemlítjük, hogy a pécsi körzet vízellátását célzó felszíni vízkivételi mű — amelyet a Duna jobb partján, a Csele-patak torkolati szakaszára telepítettek — nem váltotta be a hozzá fűzött reményeket, ezért a Pécsi Regionális Vízművet a Mohácsi-sziget közismerten jó vízáadó képességű Duna-alluviumára kívánták telepíteni. Néhány fúrás és sikeres próbakút mélyítését követően 1977-ben az ELGI komplex geofizikai–vízföldtani kutatást végzett a fúrásokkal feltárt Dunafalva–Mohács partszakaszon. A kedvező vízföldtani viszonyokat mutató mérésekre tekintettel készült el a sziget teljes területét vizsgáló komplex geofizikai–vízföldtani kutatási terv.

A geofizikai vizsgálatok célja a pleisztocén korú alluvium kiterjedésének, vastagságának és minőségi változásainak meghatározása, valamint az egyes vízvezető összletek és a Duna kommunikációjának vizsgálata; a függőleges és vízszintes vízszivárgás mértékére vonatkozó információk szolgáltatása a Pécsi Regionális Vízmű biztonságos üzemeltetése céljából; a nagy ellenállású medencealjzat felszínének és szerkezeti elemeinek felderítése. E feladatok megoldására négy paraméteres mérnökgeofizikai szondázásokat és gerjesztett polarizációs mérésekkel kombinált sekély- ($AB_{\max}=800$ m) és közepes mélységű ($AB_{\max}=4000$ m) ellenállás szondázásokat végeztünk.

A négy év során a sziget D-i részének kivételével közel egyenletes VES hálózatot alakítottunk ki. A Duna partján húzódik egy hosszanti MGS szelvény, a háttérterületet pedig a közel egyenletes távolságra telepített haránt-szelvények tárják fel.

* Draskovits P., Jósa E.

Az ellenállás mérésekkel — és részben a mérnökgeofizikai szondázásokkal — a teljes kutatási területen követni tudtuk az alábbi összetetteket:

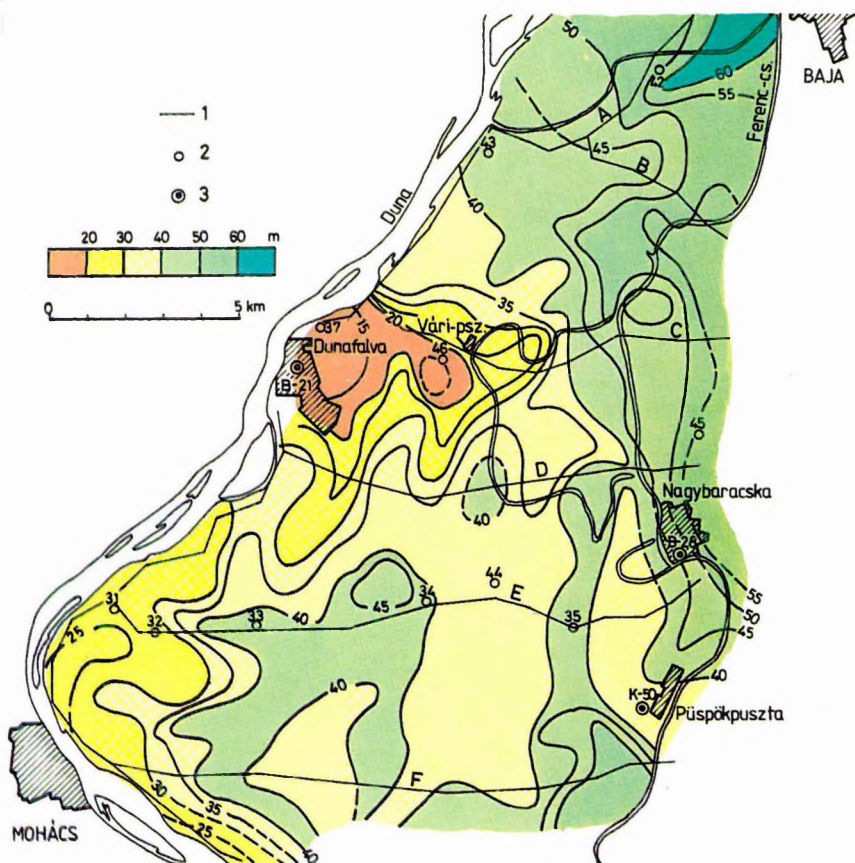
- felszíni képződmények;
- törmelékes folyóvízi összlet (hordalékkúp);
- vízzáró pannóniai agyagos képződmények;
- nagy ellenállású aljzat.

A *felszíni képződmények* vastagsága általában csak néhány méter (mindegyik kisebb, mint 10 m). Ez a fedő az ellenállás mérésekben a legtöbb ponton egyetlen réteggént jelentkezik. Néhány helyen elkülöníthető 2 vagy 3 réteg, de ezek a szomszédos pontokon ritkán követhetők, ami az átlagosan 1 km ponttávolság alapján nem meglepő. A fedő anyaga meglehetősen változatos. Ellenállása a terület nagyobb részén 20–30 Ωm . Ennél pontosabb adatokat az MGS mérésekből kaptunk. Eszerint a fedőt változatos kifejlődésű öntésképződmények: főleg agyag, öntésszap, homoklisztes iszap és iszapos homokliszt építik fel. Rossz vízvezető képességük miatt ezek a képződmények felszíni vízzáró védőösszletnek tekinthetők. Ugyanakkor a VES mérés több helyen mutatott ki durva homok- és kavicsrétegekre utaló, 100 Ωm körüli vagy még nagyobb ellenállású képződményeket, amelyek a felszíni beszivárgás szempontjából jelentősek lehetnek. A jelenség többnyire egyedi pontokon fordul elő, így a sziget legnagyobb részén a hordalékokat felszíni védőréteg fedi.

Ellenállása és részben mérnökgeofizikai paraméterei alapján a *hordalékkúp* az egész területen megbízhatóan elkülönül a fedőképződményektől és a pannóniai agyagoktól (a Duna partjától távolodva az MGS általában nem érte el az agyagos feküsképződményeket). A hordalékok vastagsága (45. ábra) a váripusztai aljzat kibúvás körzetében a legkisebb, 10–15 m alatti. Itt a hordalék és a pannóniai agyagok kevésbé határozottan különülnek el egymástól, ami az egész körzet vízföldtani értékét csökkenti. E részterülettől eltekintve a hordalékok vastagsága Dunafalva körzetében, valamint a mohácsi és attól D-re levő 1–2 km-es partsávban a legkisebb, de 20–25 m-t itt is elér. A vastagság a Dunától K felé haladva kisebb relatív változásokon keresztül általában növekszik: Nagybaracskától É-ra, valamint Bajától DNY-ra 55–60 m-t is elér.

A hordalékok anyagára, minőségére, összetételére vonatkozólag a fajlagos ellenállás ad információt. Ez az érték a sziget legnagyobb részén 40 és 70 Ωm között van. Nagyobb területre kiterjedő ellenállás-csökkenést csak a már említett, vízbeszerzésre kedvezőtlen aljzat kibúvás körzetében észleltünk. Az átlaghoz képest durvább szemcséjű hordalékokra utaló lényeges ellenállás-növekedést a Ferenc-csatornától K-re kaptunk.

A sziget legnagyobb részén a hordalékkúp geoelektromos szempontból egyetlen réteggént jelentkezik. Néhány helyen azt tapasztaltuk, hogy 2, esetleg 3 rétegre bomlik; e pontok eloszlásában nem tapasztaltunk határozott rendszert. Ezeken a helyeken az egyes rétegvastagságokkal súlyozott átlagellen-



45. ábra. A Duna hordalékkúpjának vastagsága a Mohácsi-szigeten

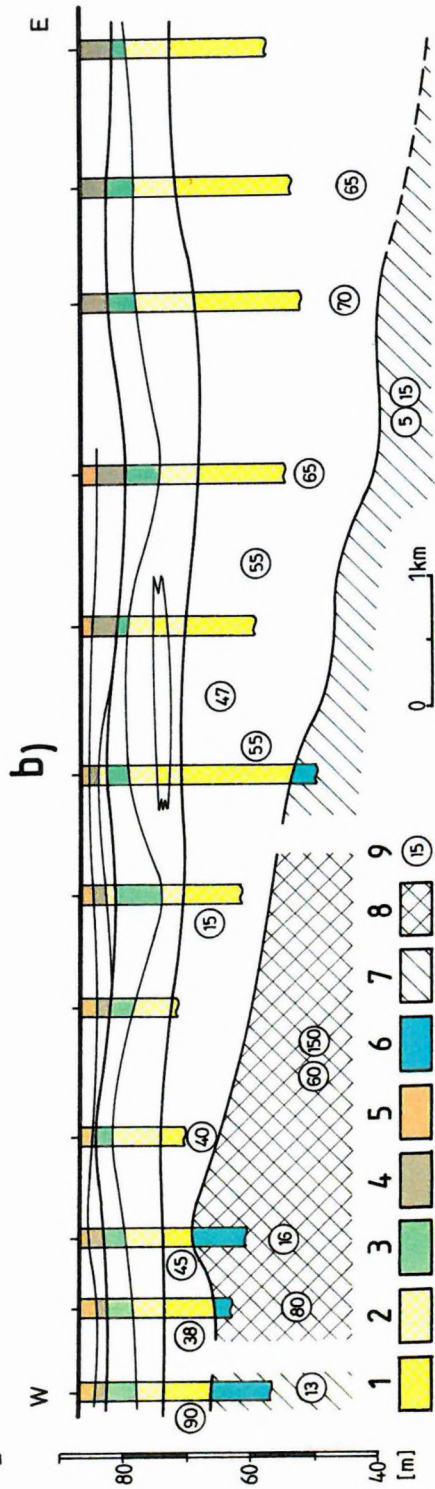
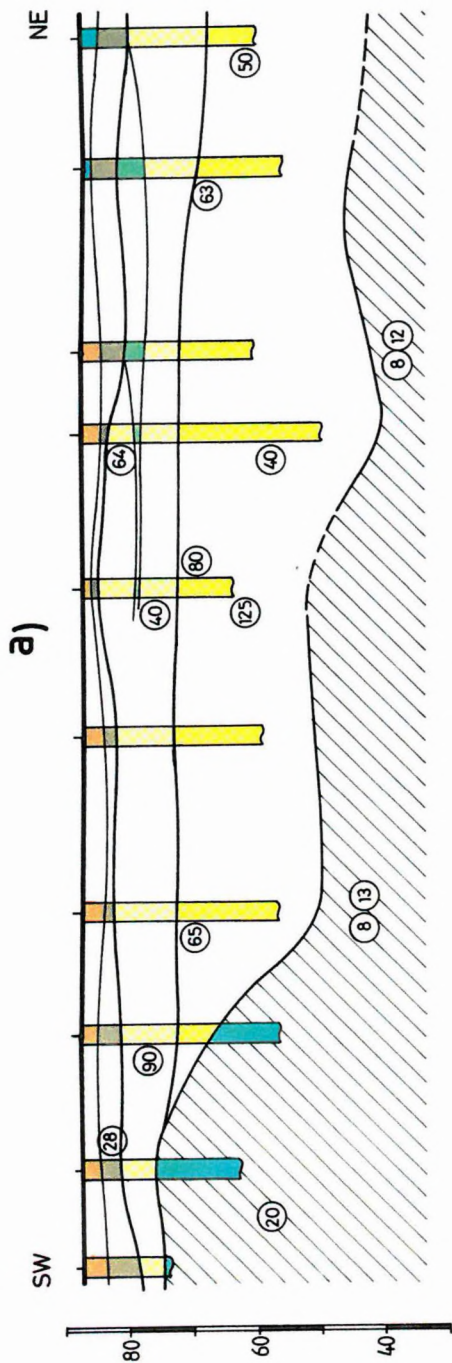
1 — mérnökgeofizikai szondázások nyomvonala; 2 — jelen kutatás során mélyített fúrás;
3 — aljzatot ért fúrás

Fig. 45. Isopach map of the alluvial fan of the Danube on the island of Mohács

1 — line of engineering geophysical soundings; 2 — borehole, drilled in the framework of the project; 3 — borehole reaching the basement

Рис. 45. Карта мощностей отложений конуса выноса на острове Мохач

1 — профиль инженерно-геофизических зондирований; 2 — скважина, пробуренная в ходе проведенных исследований; 3 — скважина, вскрывшая фундамент



46. ábra. Geofizikai-vízföldtani szelvények a Mohácsi-szigeten

a) Az A szelvény egy szakasza

b) A C szelvény

MGS-ből: 1 — jó víztároló (durva homok, kavicsos homok, homokos kavics); 2 — közepes víztároló (finom- és aprószemű homok); 3 — félig áteresztő (finomhomok); 4 — félig vízzáró (iszapos finomhomok); 5 — közepes vízzáró (iszap, homokliszt); 6 — jó vízzáró (agyag). VES-ből: 7 — pannóniai agyagos képződmények; 8 — triász karbonátos képződmények; 9 — fajlagos ellenállás Ωm -ben

Fig. 46. Geophysical-hydrogeological cross sections from the island of Mohács

a) Part of Profile A

b) Profile C

From engineering geophysical soundings: 1 — good aquifer (coarse sand, gravelly sand, sandy gravel); 2 — medium quality aquifer (fine-grained sand); 3 — partly permeable (very fine-grained sand); 4 — partly impermeable (silty fine-grained sand); 5 — medium quality seal (silt, mud); 6 — good quality seal (clay). From VES: 7 — Pannonian argillaceous sediments; 8 — Triassic carbonates; 9 — resistivity in Ωm

Рис. 46. Геофизико-гидрогеологические разрезы на острове Мохач

a) отрезок профиля А

b) профиль С

по ИГЗ: 1 — водоносный горизонт высокого качества (грубые пески с галькой, песчанистые галечники); 2 — водоносный горизонт среднего качества (пески тонко- и мелкозернистые); 3 — полупроницаемый горизонт (тонкие пески); 4 — полу-упорный горизонт (илистые тонкие пески); 5 — водоупорный горизонт среднего качества (илы, алевроиты); 6 — водоупорный горизонт высокого качества (глины); по ВЭЗ: 7 — паннонские глинистые отложения; 8 — триасовые карбонатные породы; 9 — удельное сопротивление в ом

állást határoztuk meg. Ugyanakkor a mérnökgeofizikai szondázások a hordalékkúpot — kisebb összevonások után — lényegében két szakaszra bontják. A felső szakaszt zömmel vízbeszerzés szempontjából kedvezőtlen szemcseösszetételű finomhomok rétegek építik fel. A szakaszon belül felülről lefelé haladva folyamatos szemcsenövekedés tapasztalható. A homokban helyenként iszapos közbetelepülések, szerves anyagot tartalmazó mocsári üledékek fordulnak elő.

Ezalatt következik a kúttelepítésre alkalmas alsó alluvium-szakasz, amelyet az MGS-ek csak a mérési pontok kisebb részén tudtak teljesen harántolni. Anyaga erősen rétegzett: homok, kavicsos homok, homokos kavics, néhol kavics alkotja, a hordalékkúpoknál megszokott szeszélyes településsel. Ebben a legkedvezőbb víztároló összetben is található iszapos közbetelepülések és mocsári üledékek. Ezek feltehetőleg a hordalékkúp képződése során kialakult lokális mocsarak maradványai. Szerepük a vizek gáztartalmában lehet lényeges.

A mérnökgeofizikai szelvények nyomvonala mentén geofizikai–vízföldtani szelvényeket szerkesztettünk, amelyek mind a VES, mind az MGS adatokat tartalmazzák. A fentieket egy partmenti (A) és egy haránt szelvény (C) bemutatásával szemléltetjük (46. ábra).

A komplex geofizikai–hidrológiai vizsgálatok alapján a Dunafalva és Mohács közötti partszakaszról parti szűrőszű kutakkal a jelenlegi vastalanító berendezés kapacitását többszörösen meghaladó (több mint 100 ezer m³/nap) ivóvízkészlet termelhető ki. További, legalább 50 ezer m³/nap készlet valószínűsíthető a Baja alatti partszakaszról.

A Mohácsi-sziget hordalékkúpjában tárolt víz minőségével kapcsolatban megemlítjük a vas–mangán–ammónia együttes általános, az egész területre jellemző anomális viselkedését. A magas koncentráció-értékek pangó víz jelenlétére utalnak. Az összes oldott anyag mennyisége a terület D-i részén megnövekszik, de a megengedett maximumot ott sem éri el. A víz keménysége uralkodóan karbonátból származik.

A hordalékkúp alatt települnek a nagy vastagságú, vízzáró pannóniai agyagos képződmények. Ezek a terület legnagyobb részén egyetlen, zömmel 8–15 Ωm ellenállású réteggént jelentkeznek. Néhol viszont — legnagyobb összefüggő foltban a Mohácstól K-re eső részen — 2 vagy 3 rétegre bomlanak. Feltételezzük, hogy ezt a kivastagodó pannóniai üledékek homokosabb, több törmeléket tartalmazó szintjei okozzák.

A nagy ellenállású aljzatot $AB_{\max} = 4000$ m-es VES-ekkel kutattuk, ezenkívül felhasználtuk a Mecseki Ércbánya Vállalat korábbi geoelektromos és szeizmikus eredményeit is. A VES-ekkel a sziget ÉK-i részének kivételével mindenütt elértük az aljzatot. A nagy ellenállású képződmények a várpusztai aljzatkiemelkedéstől minden irányban kis távolságban a mélybe süllyednek (47. ábra). A leggyorsabb mélységváltozás ÉNy–DK irányú, majd ÉÉNy–DDK-re forduló vetőre enged következtetni. Ez a vető az aljzat legfontosabb

— hévíznyerés szempontjából jelentős — eleme, amit a térképen vastag piros szaggatott vonallal jelöltünk.

A már említett ÉK-i sarokban az aljzatot el nem ért valamennyi görbén a pannon alatt nagy vastagságú, az agyagoknál mintegy kétszer nagyobb ellenállású összlet észlelhető. Ez minden bizonnyal a bajai fúrásból ismeretes miocén agyagmárga. A görbékéből felismerhető miocén képződmények elterjedési határát a térképen vastag fekete szaggatott vonallal jelöltük. A tényleges elterjedési határ nyilván ettől DNY-ra húzódik, ugyanis a pannon–miocén–aljzat alkotta „A” típusú modell középső rétege a szondázási görbékéből csak akkor ismerhető fel, ha a réteg vastagsága legalább néhányszor meghaladja a felső réteg (a pannon) vastagságát. A miocén képződmények elterjedését valószínűleg az előbb említett nagy vető határolja.

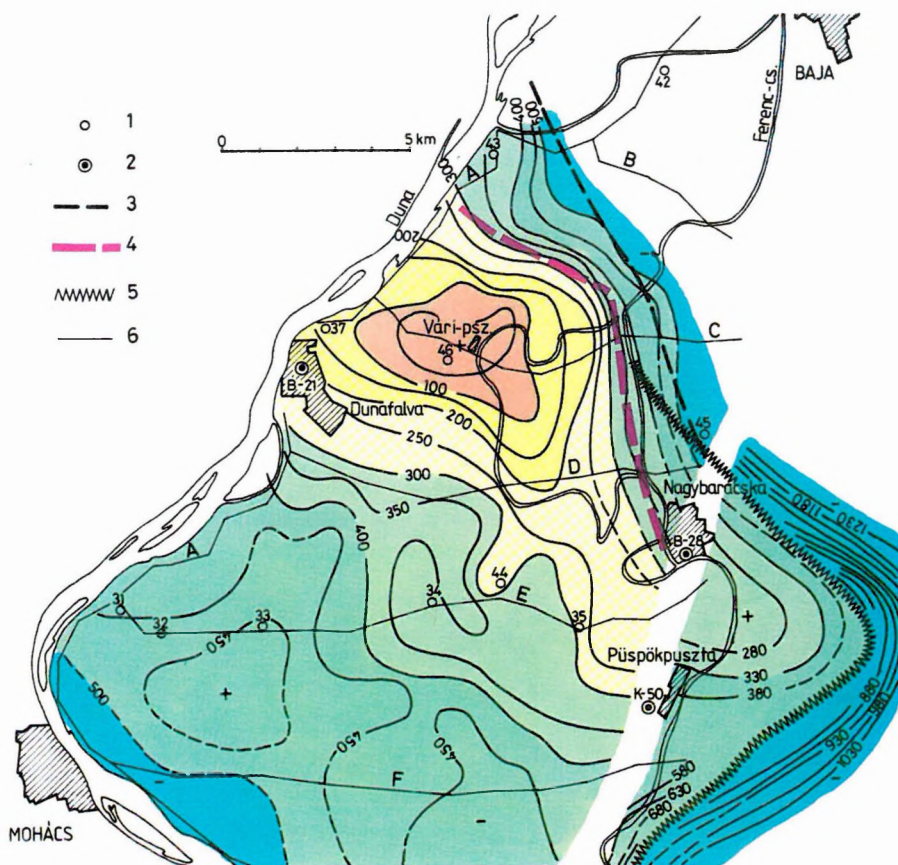
A MÉV az 1970-es években néhány szelvény mentén végzett geoelektromos és szeizmikus kutatást, ennek eredményeit részletesebb méréseink igazolták. A szeizmikus mérésekből kapott vető a hálózatos VES-ek alapján meghatározott vető folytatását képezi. Néhány km-rel DK felé, a Ferenc-csatornától és az országúttól K-re, ez a vető ÉK–DNY irányba fordul. A hálózatos VES mérések területének szélénél, egy keskeny sáv kihagyásával feltüntettük a korábbi szeizmikus kutatás során nyert mélységeket is, amelyek megfelelően illeszkednek a geoelektromos mélységadatokhoz.

1.5.2 A Mura és a Kerka allúviumának kutatása*

Az ország vízföldtani adottságainak egyre részletesebb megismerését, a felszín alatti víztároló képződmények és vízkészletek meghatározását, ill. becslését új területre: a Mura és a Kerka vízgyűjtőjére terjesztettük ki. A munka a regionális vízellátó rendszerek földtani–geofizikai megalapozására irányuló, hosszú távú kutatási program keretében folyik, a MÉLYÉPTErv koordinálásával. 1984–85-ben a Lenti-medence és a Felső-Kerka völgyének geofizikai felmérése készült el mintegy 200 km² területen.

E kutatás célja a felszínközeli pleisztocén és felső pannóniai porózus képződmények víztárolási, ill. utánpótlódási tulajdonságainak vizsgálata, majd az eredmények alapján regionális jellegű vízműtelepek helyének kiválasztása (elsősorban Zalaegerszeg és környékének távlati vízellátására), a kitermelhető vízkészlet becslése, a vízminőség megóvására irányuló intézkedések előkészítése. A geofizikai kutatási feladatok megoldására GP mérésekkel kombinált ellenállás-szondázásokat ($AB_{\max} = 800\text{--}1600\text{ m}$, néhány esetben 4000 m) és négy paraméteres mérnökgeofizikai szondázásokat végeztünk. Az eredményekről a későbbi fázisok elkészültével a következő Évi Jelentéseinkben számolunk be.

* Draskovits P.



47. ábra. A nagy ellenállású aljzat közelítő mélysége a Mohácsi-szigeten

1 — jelen kutatás során mélyített fúrás; 2 — aljzatot ért fúrás; 3 — szondázási görbéken jelentkező közepes ellenállású képződmények (fúrás alapján miocén) elterjedésének DNy-i határa; 4 — törésvonal a VES alapján; 5 — törésvonal a szeizmika alapján; 6 — mérnök-geofizikai szelvények nyomvonala

Fig. 47. Basement contour map on the island of Mohács

1 — borehole, drilled in the framework of the project; 2 — borehole, reaching the basement; 3 — SW limit of medium-resistivity formation (according to borehole data, Miocene); 4 — fault determined by VES; 5 — fault determined by seismic survey; 6 — line of engineering geophysical soundings

Рис. 47. Карта ориентировочных глубин залегания фундамента на острове Мохач

1 — скважина, пробуренная в ходе проведенных исследований; 2 — скважина, вскрывшая фундамент; 3 — югозападная граница распространения отложений со средним сопротивлением (миоценового возраста, по данным бурения); 4 — разрывное нарушение, по ВЭЗ; 5 — разрывное нарушение, по сейсморазведке; 6 — профиль инженерно-геофизических зондирований

2 MÓDSZER- ÉS MŰSZERKUTATÁS

2.1.1 Vibroszeiz módszertani mérések*

Az ELGI 1984. Évi Jelentésében már bemutattuk a nagyfrekvenciás vibroszeiz mérések első eredményeit, amelyek bizonyították, hogy az összetett vibrojelek használata javítja szelvényeink minőségét. 1985-ben már nemcsak kísérleti mérések keretében, hanem a Mátyás-K-Zsámbék barnaköszén kutatási terület részletező fázisú geofizikai kutatásában is alkalmaztuk az összetett vibrojeleket. A területen végzett kísérleti mérések eredményeként nagyfrekvenciás, 3 lineáris tagból álló összetett vibrojelet használtunk 40–200 Hz, 60–200 Hz és 80–200 Hz frekvenciahatárokkal. A szelvények jó minőségűek, a terület földtani képének pontos leképezésével nagymértékben elősegítették a további kutatási feladatok megtervezését.

Példaként a GV-10 szeizmikus reflexiós szelvény amplitúdó szerint színezett, migrált időszelvény változatát mutatjuk be (48. ábra). A szelvény alapján egyértelműen megállapíthatók egyes képződmények dőlésviszonyai és a szerkezeti elemek helyzete. Különösen jó szemléltető példa a miocén képződményekben látható dőlésváltozás, hiszen a nyugodt településű képződmények mintegy 20 fokos Ny-i irányú dőlést vesznek fel a szelvény 500 pontjától. A Ma-211 és a Ma-262 fúrás között egy több száz méteres elvetési magasságot létrehozó tektonikai zóna található. Ennek K-i szélé egyértelműen a fővető, míg Ny felé lépcsős vetőrendszer alakult ki. A szelvény minősége jobb, mint ezen a területen az eddig mért vibroszeiz vagy robbantásos szelvények. Összehasonlításként hivatkozunk az ELGI 1982. Évi Jelentésének 6. ábráján bemutatott szelvény 2,5–3,5 km közötti szakaszára. A két szelvény közel párhuzamosan haladt egymással, mintegy 100–200 m távolságban. A két szelvény információtartalmát összehasonlítva megállapíthatjuk, hogy azonos feldolgozás mellett a GV-10 szelvénynek mind horizontális és vertikális felbontása, mind pedig jel/zaj viszonya jobb.

Az igen egyszerűen használható összetett vibrojelek alkalmazásának kedvező tapasztalatai alapján tovább folytattuk kísérleteinket. Kísérleti méréseink során összehasonlítottuk az összetett vibrojelek, valamint a programozott nem lineáris vibrojelek eredményeit. A nem lineáris vibrojelek használatával a bemenő jel spektruma igen finoman változtatható, a jel pillanatnyi frekven-

* György L.

ciája és amplitúdója 8 ms-onként meghatározható. A nem lineáris vibrojelek további előnye, hogy az összetett vibrojelek lineáris tagjai esetében a nagyfrekvenciáknál fellépő amplitúdócsökkenés is kiküszöbölhető. Hátránya, hogy a vibrojel terepen nem változtatható, csak a laboratóriumban előzetesen beállított vibrojelet használhatjuk, így a megfelelő vibrojel kiválasztása nehézkes.

Kísérleti méréseinket a Mátyás-K-Zsámbéki kutatási területen végeztük. A K-7/85 jelű reflexiós szelvényt két különböző vibrojellel mértük, melynek eredménye a 49/a ábrán bemutatott K-7A/85 és a 49/b ábrán bemutatott K-7C/85 összegzett időszelvény formájában bemutatott szelvény. A K-7A/85 szelvényt 4 tagú 30–130 Hz, 40–140 Hz, 50–150 Hz és 60–160 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojelekből álló összetett vibrojellel, a K-7C/85 szelvényt pedig az $f_i = 30 + 9t + 5 \sin\left(2\pi \frac{t}{14}\right)$ függvény szerint változó, nem lineáris vibrojellel mértük. A vibrojelek elméleti amplitúdó spektrumai az 50. és 51. ábrán láthatók. A szeizmikus csatornák amplitúdó spektrumát az 52. és 53. ábrán mutatjuk be a szelvények 500 m-es, illetve 1000 m-es pontjára vonatkoztatva. Ezek a spektrumok 10 szeizmikus csatorna átlagolt normált spektrumai. A két ábrából megállapítható, hogy a csatornák spektrumai mind a vibrojel típusától, mind pedig a felszíni laza réteg vastagságától és elterjedésétől is függenek. A szelvény 1000 m-es pontján a szeizmikus csatorna spektruma alacsonyabb frekvenciájú, melyet a vastag felszíni laza réteg nagyfrekvenciás szűrőhatása eredményez. Másik jól látható tény, hogy a nem lineáris vibrojel spektruma szélesebb, a nagy frekvenciák erősebben jelentkeznek, mint az összetett vibrojel esetében. Ennek oka az összetett vibrojel lineáris tagjainak amplitúdó csökkenése a nagy frekvenciákon, ami a nem lineáris vibrojel esetében nem lép fel.

Ha a két szelvényt megvizsgáljuk, megállapíthatjuk, hogy a szételepet tartalmazó eocén összlet elvékonyodása a fővető felé csak a nem lineáris vibrojellel mért szelvényen jelölhető ki. Az oligocén összlet belső felépítése is némiképpen kirajzolódik ezen a változaton. Ennek oka a gerjesztő jel spektrumbeli különbségében kereshető. Az első kísérletek eredményei alapján elmondhatjuk, hogy nagy felbontást igénylő feladatokban a nem lineáris vibrojelek bevezetése valószínűleg további előrelépést eredményezhetne.

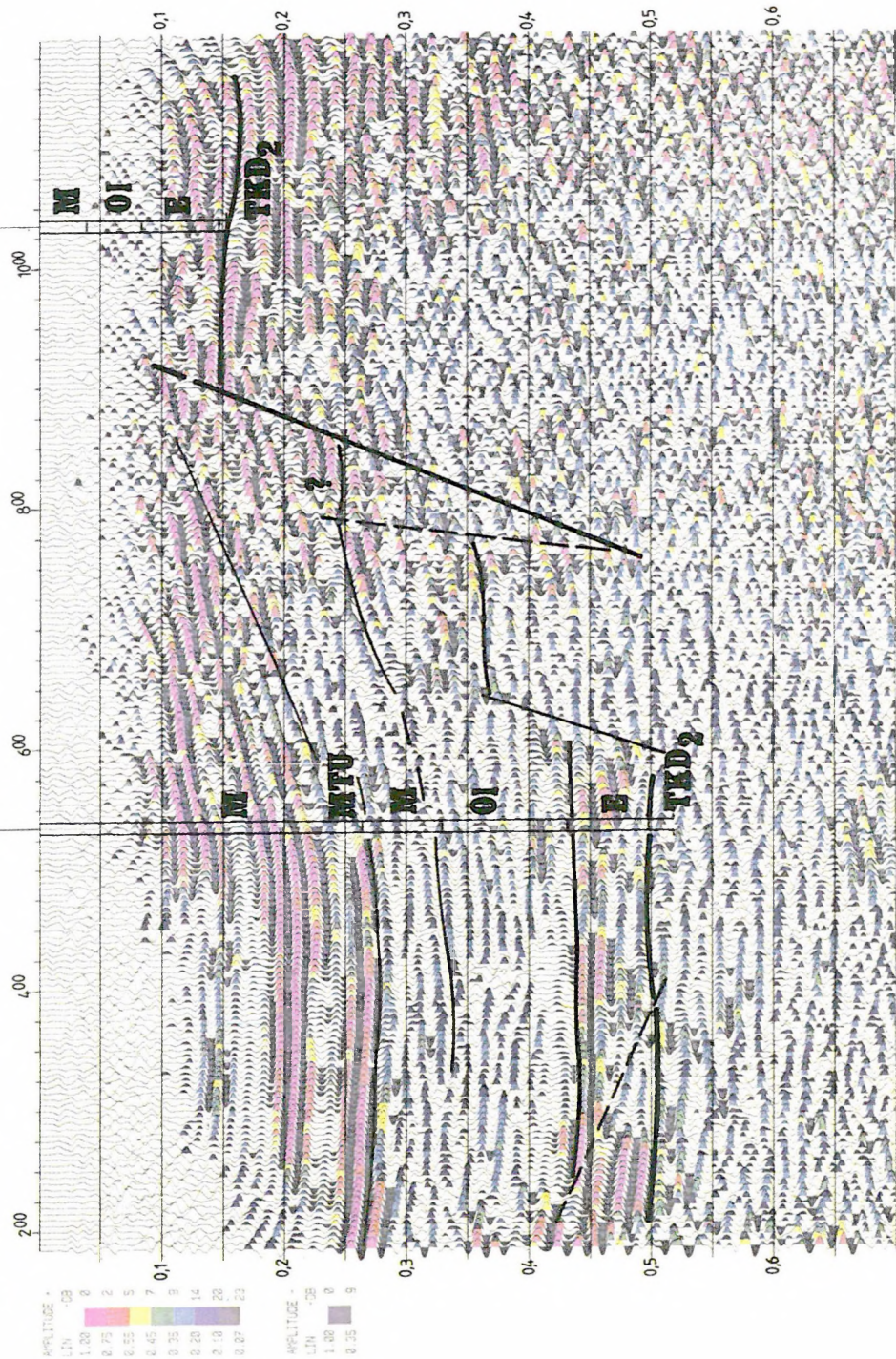
Eddigi méréseink során gyakran kerültünk olyan helyzetbe, hogy a jól szabályozott vibrátor más felszíni körülmények közé kerülve — a nem megfelelő talaj-vibrátor csatolás miatt — torzult jeleket adott ki. Ez a torzult vibrojel az autokorrelációs Klauder-wavelet nagyfokú torzulásához vezethet, amely nagymértékben rontja a szelvényeink jel/zaj viszonyát. Ennek kiküszöbölésére fejlesztette ki az amerikai Pelton Company az úgynevezett „teljesítményszabályozó” egységet, amely a talaj-vibrátor csatolás romlása esetén automatikusan szabályozza a vibrátor hajtóerejét. Ez az automatikus rendszer a felszíni körülményektől függetlenül biztosítja a torzulásmentes vibrojel kibo-

W

E

Ma211

Ma-262



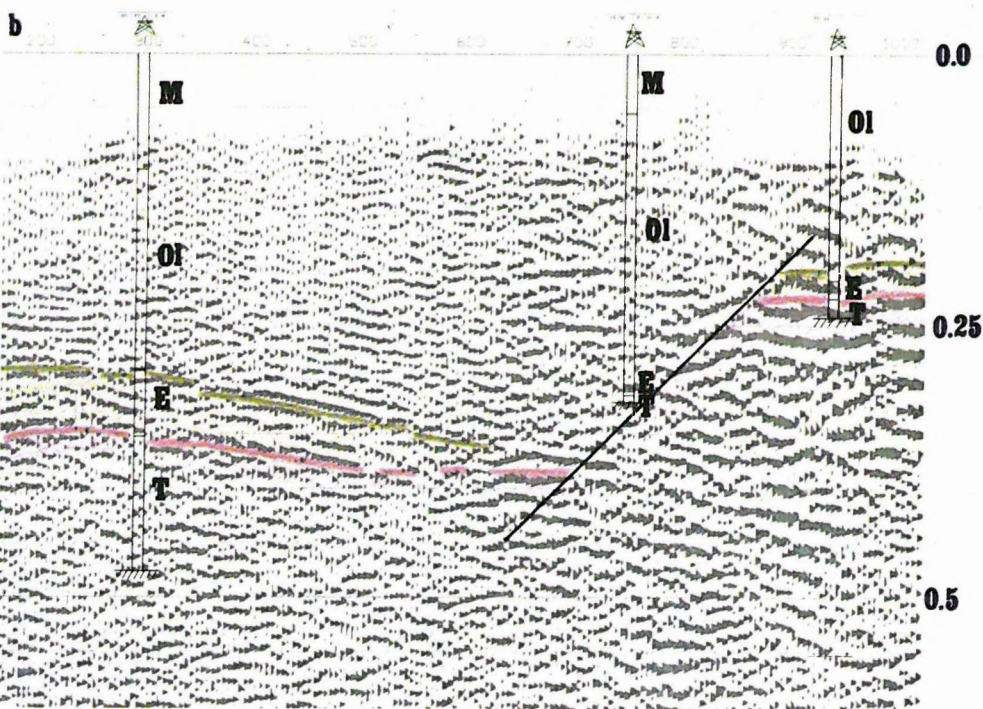
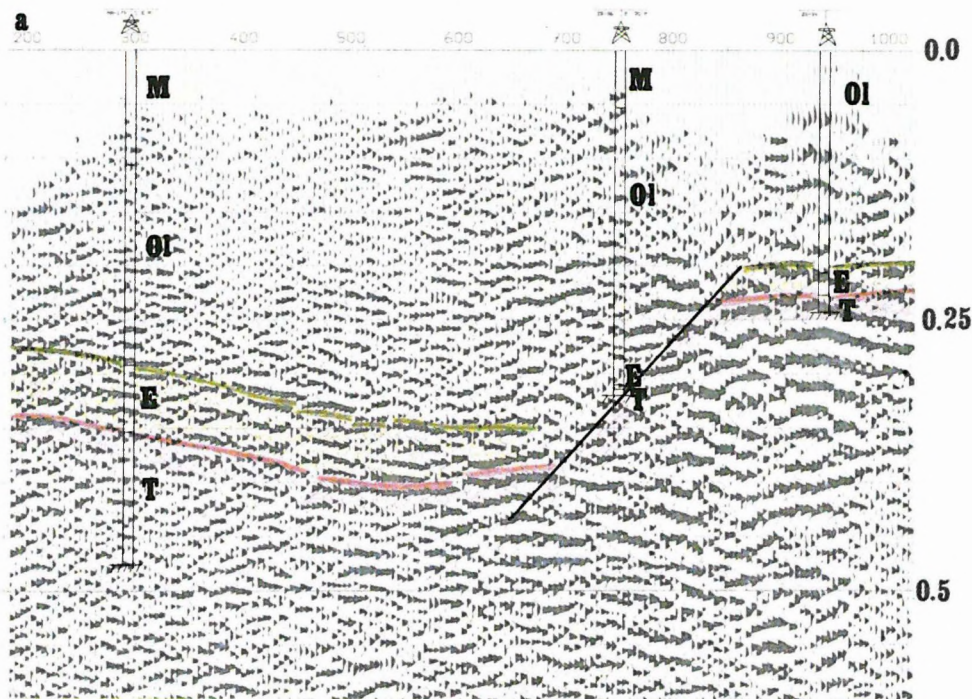
48. ábra. Nagyfrekvenciás, összetett vibrojel alkalmazásával mért, amplitúdó szerint színezett migrált időszelvény (GV-10/85)

Fig. 48. Result of high-frequency combi-sweep: migrated time section GV-10/85, coloured according to amplitude strength

M — Miocene sedimentary complex; *MTU* — Miocene tuff; *Ol* — Oligocene; *E* — Eocene; *TKD₂* — Triassic basement

Рис. 48. Миграционный временной профиль GV-10/85, полученный высокочастотными сложными вибросигналами, в поамплитудной раскраске

M — осадочная толща миоценового возраста; *MTU* — туфы миоценового возраста; *Ol* — отложения олигоценового возраста; *E* — отложения эоценового возраста; *TKD₂* — фундамент триасового возраста



49. ábra. Lineáris tagokból álló összetett és programozott, nem lineáris vibrojelek alkalmazásának összehasonlítása

a) 4 lineáris tagból álló összetett vibrojellel mért K-7A/85 időszelvény

b) programozott, nem lineáris vibrojellel mért K-7C/85 időszelvény

Fig. 49. Comparison of the effects of linear combi-sweeps and programmed nonlinear sweeps

a) K-7A/85 time section: linear 4-member combi-sweep

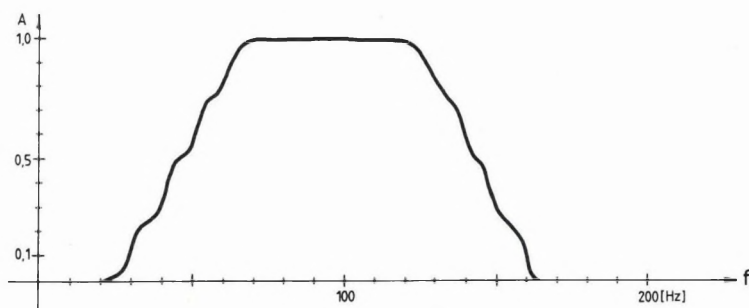
b) K-7C/85 time section: programmed nonlinear sweep

Рис. 49. Сопоставление применения сложных, состоящих из линейных членов, и программированных нелинейных вибросигналов

a) временной разрез K-7A/85, полученный по измерениям со сложным вибросигналом, состоящим из 4-х линейных членов

b) временной разрез K-7C/85, полученный по измерениям с программируемым нелинейным вибросигналом

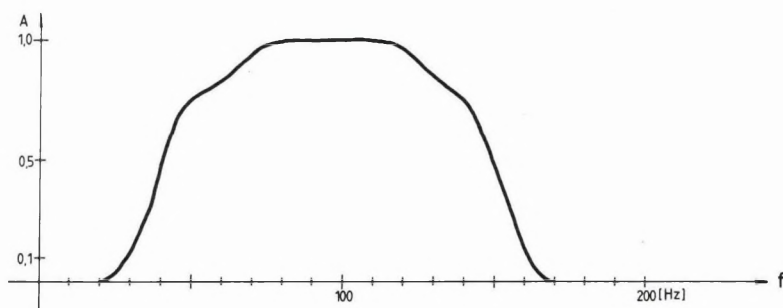
csátását, mely a mérési anyag további javulását eredményezheti. 1985-ben — egy bemutató során — próbaméréseket végeztünk a „teljesítményszabályozó” egységgel, egy gyorsulásmérő geofont erősítve a vibrátor alapjára.



50. ábra. 30–130 Hz, 40–140 Hz, 50–150 Hz és 60–160 Hz határfrekvenciájú lineáris vibrojelekből álló összetett vibrojel elméleti amplitúdóspektruma

Fig. 50. Theoretical amplitude spectrum of a linear combi-sweep. Frequency bands: 30–130 Hz, 40–140 Hz, 50–150 Hz and 60–160 Hz

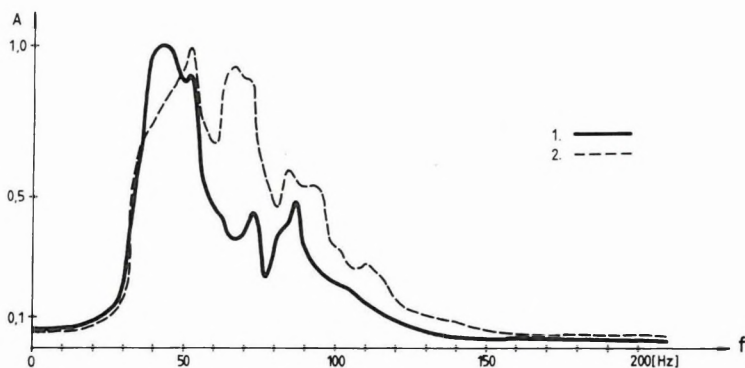
Рис. 50. Теоретический амплитудный спектр сложного вибросигнала, состоящего из линейных членов с граничными частотами 30–130 гц, 40–140 гц, 50–150 гц и 60–160 гц, соответственно



51. ábra. $f_t = 30 + 9t + 5 \sin\left(2\pi \frac{t}{14}\right)$ függvény szerint változó, nem lineáris vibrojel elméleti amplitúdóspektruma

Fig. 51. Theoretical amplitude spectrum of a nonlinear sweep. Frequency function: $f_t = 30 + 9t + 5 \sin\left(2\pi \frac{t}{14}\right)$

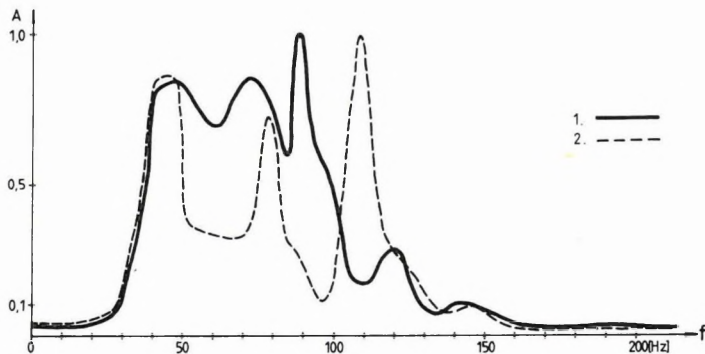
Рис. 51. Теоретический амплитудный спектр нелинейного вибросигнала, меняющегося по закону $f_t = 30 + 9t + 5 \sin\left(2\pi \frac{t}{14}\right)$



52. ábra. 10 szeizmikus csatorna átlag amplitúdóspektruma a K-7A/85 (1), ill. a K-7C/85 (2) szelvény 500-as mélységpontjához tartozó csatornagyűjtésből

Fig. 52. Mean amplitude spectra of 10 seismic traces, belonging to the trace gather of depth point 500 of K-7A/85 (1) and K-7C/85 (2), respectively

Рис. 52. Усредненный амплитудный спектр по 10 сейсмическим каналам из накопления каналов, относящихся к глубинной точке 500 профилей К-7А/85 (1) и К-7С/85 (2)

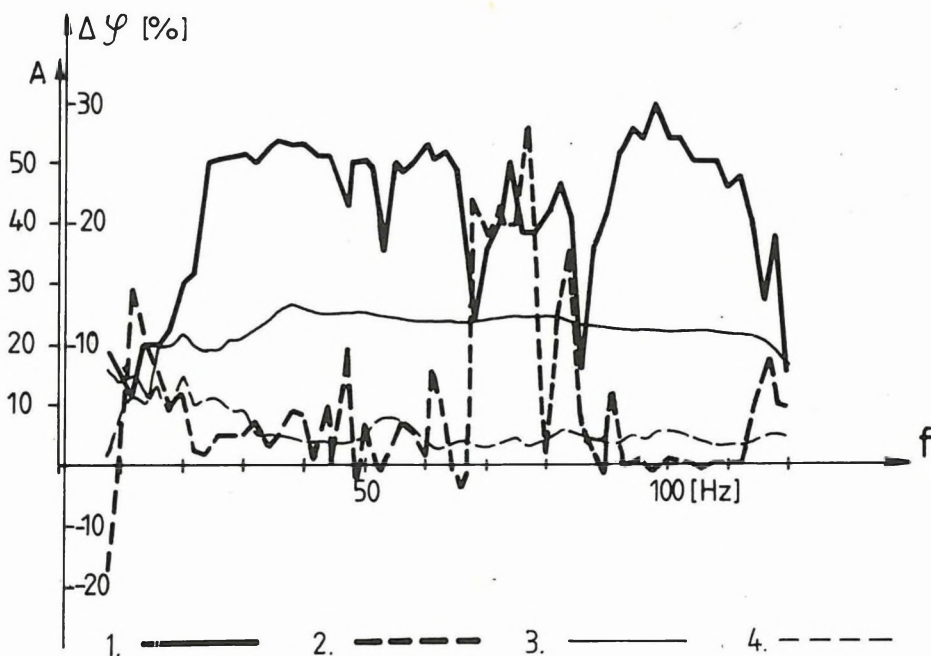


53. ábra. 10 szeizmikus csatorna átlag amplitúdóspektruma a K-7A/85 (1) és a K-7C/85 (2) szelvény 1000-es mélységpontjához tartozó csatornagyűjtésből

Fig. 53. Mean amplitude spectra of 10 seismic traces, belonging to the trace gather of depth point 1000 of K-7A/85 (1) and K-7C/85 (2), respectively

Рис. 53. Усредненный амплитудный спектр по 10 сейсмическим каналам из накопления каналов, относящихся к глубинной точке 1000 профилей К-7А/85 (1) и К-7С/85 (2)

Az 54. ábrán egy olyan esetet mutatunk be, amikor a jól beszabályozott vibrátorok szántóföldről aszfaltútra érkeztek. Láthatjuk, hogy a „teljesítményszabályozó” nélküli üzemmódban a vibrojel amplitúdója és fázisa nagymértékben torzul, különösen a 65–100 Hz-es tartományban. Ezek a torzulások a „teljesítményszabályozó” működésével megszűntek. A kísérleti mérések jó eredményei után a nagyfrekvenciás vibrátorokkal együtt a „teljesítményszabályozót” is megvásároltuk. Rutinszerű alkalmazására 1986-ban kerül sor.



54. ábra. A vibrojel amplitúdóviszonyai (A) és fázishibái ($\Delta\varphi$) normál és „teljesítményszabályozó” üzemmódban, aszfaltúton

1 — túlvezérelt vibrátor amplitúdója normál üzemmódban; 2 — túlvezérelt vibrátor fázishibái normál üzemmódban; 3 — túlvezérelt vibrátor amplitúdója „teljesítményszabályozó” üzemmódban; 4 — túlvezérelt vibrátor fázishibái „teljesítményszabályozó” üzemmódban

Fig. 54. Comparison of sweep amplitudes (A) and phase distortions ($\Delta\varphi$) in normal, and in Force Control modes, on an asphalt road

1 — amplitude of overdriven vibrator in normal mode; 2 — phase distortions of overdriven vibrator in normal mode; 3 — amplitude of overdriven vibrator in force control mode; 4 — phase distortions of overdriven vibrator in force control mode

Рис. 54. Амплитудные отношения (A) и фазовые погрешности ($\Delta\varphi$) вибросигнала в нормальном и управляемом мощностью режимах, на дороге с асфальтовым покрытием

1 — амплитуда насыщенного вибратора в нормальном режиме; 2 — фазовые погрешности насыщенного вибратора в нормальном режиме; 3 — амплитуда насыщенного вибратора в регулируемом режиме; 4 — фазовые погрешности насыщенного вибратора в регулируемом режиме

2.1.2 A bányabeli szeizmikus átvilágítások számítógépes feldolgozása*

Intézetünk 1981. Évi Jelentésében jeleztük először, hogy az előkészítő elméleti és gyakorlati kutatások során felhalmozódott ismeretek szintje lehetővé tette a bányabeli szeizmikus mérések tényleges megindítását. Az azóta eltelt négy év folyamán a bányabeli geofizikai kutatás rendszeres tevékenységgé, az intézeti földtani–geofizikai kutatás szerves részévé vált.

A bányabeli szeizmikus mérések egyik fontos és sokat alkalmazott eljárása a telephullám átvilágítás, amely a fejtésre előkészített teleprészek tektonikai zavartalanságának ellenőrzésére szolgál. Az eljárás bevezetése után a szeizmogramok kiértékelése több éven át kézi módszerekkel folyt, a növekvő minőségi követelmények hatására azonban szükségessé vált a számítógépes feldolgozás kidolgozása is.

A feldolgozás a széntelepben haladó csatornahullámok SH komponensének — az úgynevezett Evison-hullámnak — a vizsgálatára épül. Ismeretes, hogy az Evison-hullámoknál a kisfrekvenciás összetevők hullámenergiájának jelentős része inhomogén síkhullámok formájában a hullámvezető telepen kívül terjed, míg a nagyfrekvenciás összetevők energiája csaknem teljesen a telep belsejében koncentrálódik. Így ha a hullámvezető csatornát, vagyis a telepet egy kis amplitúdójú zavar megszakítja, akkor a telepen belül terjedő nagyfrekvenciás összetevők lényegesen nagyobb energiaveszteséget fognak elszenvedni, mint a kisfrekvenciás összetevők, amelyeknek energiája részben a telepen kívül terjed. A telepzavarok — az Evison-hullámok szemszögéből — tehát felülvágó szűrőknek tekinthetők, amelynél a szűrés meredeksége a telepzavar méretétől függ. Például amíg egy féltelep méretű vető szűrőhatásának meredeksége csak 4–8 dB/oktáv, addig egy telepvastagságnál nagyobb vető esetén ez az érték 20–40 dB/oktáv is lehet.

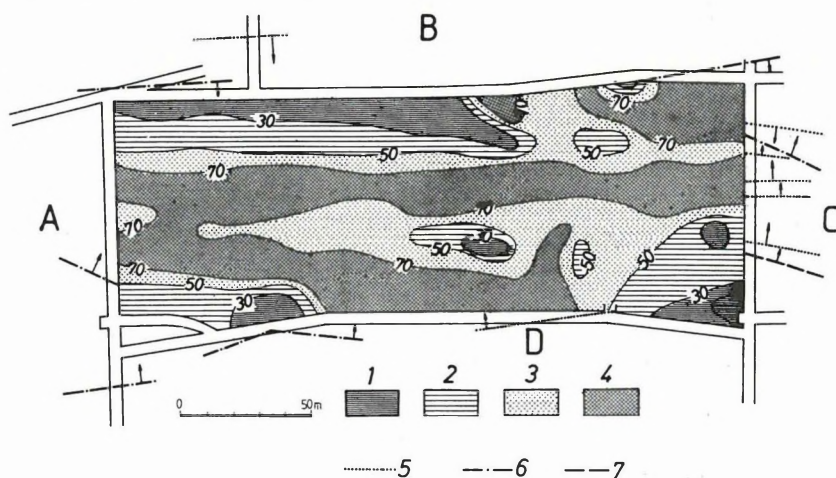
Megvizsgálva a beérkező Evison-hullámok spektrumát, eldönthető, hogy a hullámot érte-e szűrőhatás és ha igen, akkor az milyen mértékű volt. A hullámot ért szűrőhatás meglétéből, illetve mértékéből pedig a hullám által harántolt telepzavar léte, illetve méretére következtethetünk. A szűrtség mértékének mérésére bevezettük az úgynevezett átvilágíthatósági értéket, ami nem más, mint egy beérkező Evison-hullámban egy nagy- és egy kisfrekvenciás sáv energiájának aránya. Egy vizsgált terület határa mentén a mért átvilágíthatósági értékek a terület belsejére jellemző átvilágíthatóság vetületeinek tekinthetők. Így a terület határain mért átvilágíthatósági értékekből az egész vizsgált terület átvilágíthatósági térképe egy visszavetítő („backprojection”) eljárással számítható.

A telephullám átvilágítások számítógépes feldolgozásának eredménye tehát az átvilágíthatósági térkép, amelyen a telepzavarokat úgynevezett „árnyéklónak” jelzik. A telepzavarok méretét a legbiztosabban úgy becsülhetjük, ha

* Bodoky T., Hermann L.

nem egy átvilágíthatósági térképet számítunk, hanem a felső frekvenciasáv helyét változtatva, különböző frekvenciákra vonatkozó átvilágíthatósági térképsorozatot állítunk elő. A legnagyobb frekvenciákhoz tartozó átvilágíthatósági térképen nyilván minden kis zavar jelentkezik, a kisebb frekvenciákhoz tartozókon már csak a nagyobb méretű zavarok fognak megjelenni.

A telephullám átvilágítás gépi feldolgozására példaként a Nógrádi Szénbányák Ménkes Bányauzemében végzett méréseink egyikének feldolgozását mutatjuk be. Az 55. és 56. ábra az elkészített térképsorozat két tagját, az úgynevezett Airy frekvenciákhoz (320–380 Hz) és egy alacsonyabb sávhoz (260–320 Hz) tartozót közli. Az Airy frekvenciákhoz tartozó térkép (55. ábra) két, a mező hosszirányában futó párhuzamos vetőt jelez. Ezek egyike, egy 6,3 m elvetési magasságú vető a *C* vágatból már ismert volt. Az átvilágíthatósági térkép az *A* vágat felé az elvetési magasság fokozatos csökkenését, majd a vető megszűnését jelzi. A második vető vágatokból nem ismert, erős árnyéklónája a *B* vágat mentén látható.



55. ábra. Egy fejtésre előkészített frontmező Airy-frekvenciákra (320–380 Hz) vonatkozó átvilágíthatósági térképe a telephullám-átvilágítások alapján

Relatív átvilágíthatóság: 1 — < 30%; 2 — 30–50%; 3 — 50–70%; 4 — > 70%. Vetők elvetési magassága: 5 — < 1 m; 6 — 1–2 m; 7 — > 2 m

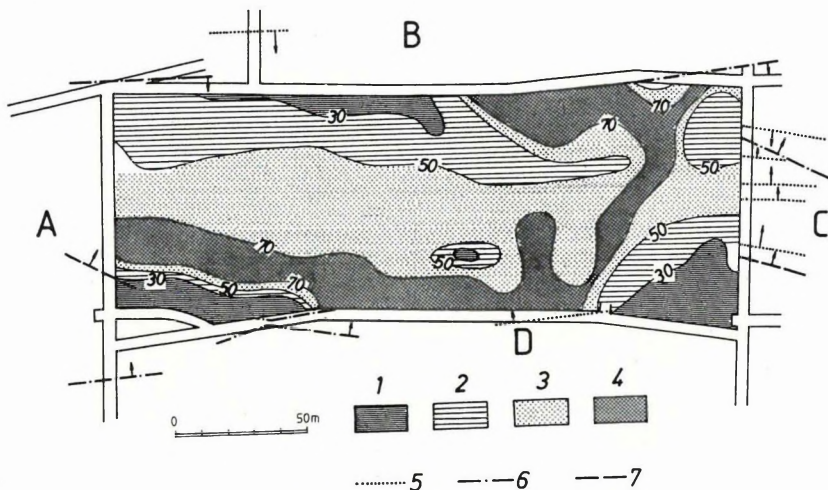
Fig. 55. Transmission map of a panel prepared for winning, for Airy frequencies (320–380 Hz)

Relative transmission coefficients: 1 — < 30%; 2 — 30–50%; 3 — 50–70%; 4 — > 70%. Fault amplitudes: 5 — < 1 m; 6 — 1–2 m; 7 — > 2 m

Рис. 55. Карта просвечиваемости для частот Эри (320–380 гц) подготовленного для разработки фронта, по просвечиванию пластовыми волнами

Относительная просвечиваемость: 1 — 30%; 2 — 30–50%; 3 — 50–70%; 4 — > 70%. Амплитуда сброса: 5 — < 1 м; 6 — 1–2 м; 7 — > 2 м

Az alacsonyabb frekvenciákhoz tartozó térképen (56. ábra) az első vető képe (a *C* vágat közvetlen környezetét kivéve) elmosódik, jelezve, hogy ez a vizsgált teleprészen belül a *C* vágattól távolodva gyorsan záródik össze és a terület nagyobb részén csak kis elvetési magassággal folytatódik. A második vető árnyéklónája ezen a térképen is igen határozott, ami jelentős elvetési magasságra utal. A második nagy vető kimutatása kellő időben megtörtént, ezután az üzem elállt a terület lefejtésétől, mert a túlságosan tektonizált telep-rész fejtése nem lett volna gazdaságos.



56. ábra. Az 55. ábra frontmezejének egy alacsonyabb frekvenciasávra (260–320 Hz) vonatkozó átvilágíthatósági térképe. Jelmagyarázatot lásd az 55. ábránál

Fig. 56. Transmission map of the panel of Fig. 55, for a lower frequency band (260–320 Hz). For legend see Fig. 55

Рис. 56. Карта просвечиваемости фронта рис. 55 для более низкой полосы частот (260–320 гц). Условные обозначения см. на рис. 55.

2.1.3 A „geológiai szelvényprognózis” (PGR) programcsomag a szeizmikus feldolgozásban*

1985-ben adaptáltuk a Szovjetunió Kőolajipari Minisztériumának Központi Geológiai Expedíciója által kidolgozott PGR (Prognozirovanyije Geologicseskogo Razreza) programcsomag új változatát (57. ábra), amely az SZCSZ–3 programrendszerhez (lásd 1983. Évi Jelentés) szervesen illeszkedik. A PGR programcsomag a következő új lehetőségeket biztosítja a felhasználónak:

* Petrovics I., Majkuth T.

- a) Valódi amplitúdó-helyreállítás új programokkal:
- felszíni hatások szerinti amplitúdó-korrekció;
 - szférikus és abszorpciós veszteségeket kompenzáló valódi amplitúdó-helyreállítás;
 - adott függvénnyel történő amplitúdó-szabályozás.

Az amplitúdó-helyreállító programok közül a feldolgozás további menetétől és a terület jellegétől függően választjuk ki a legmegfelelőbbet.

- b) Szeizmikus felvételek dinamikus analízise:
- a szeizmikus felvételek intervallumonkénti dinamikus analízise: a reflexiók energia- és frekvenciaspektrumainak előállítása kijelölt intervallumokban;
 - szeizmikus felvételek teljes időtartománybeli dinamikus analízise: az időtartományban történő Hilbert-transzformáció segítségével a szeizmikus csatornák a pillanatnyi amplitúdók, -frekvenciák, -fázisok, -koherenciák, -rendezetlenség, -entrópiák csatornáiba transzformálhatók.
- A KENT eljárást programozóink illesztették az ELGI fejlesztésű, spec. processzorral működő feldolgozó rendszerhez.

- c) A PAK (pszeudoakusztikus karotázs) programcsomag lehetőségei:

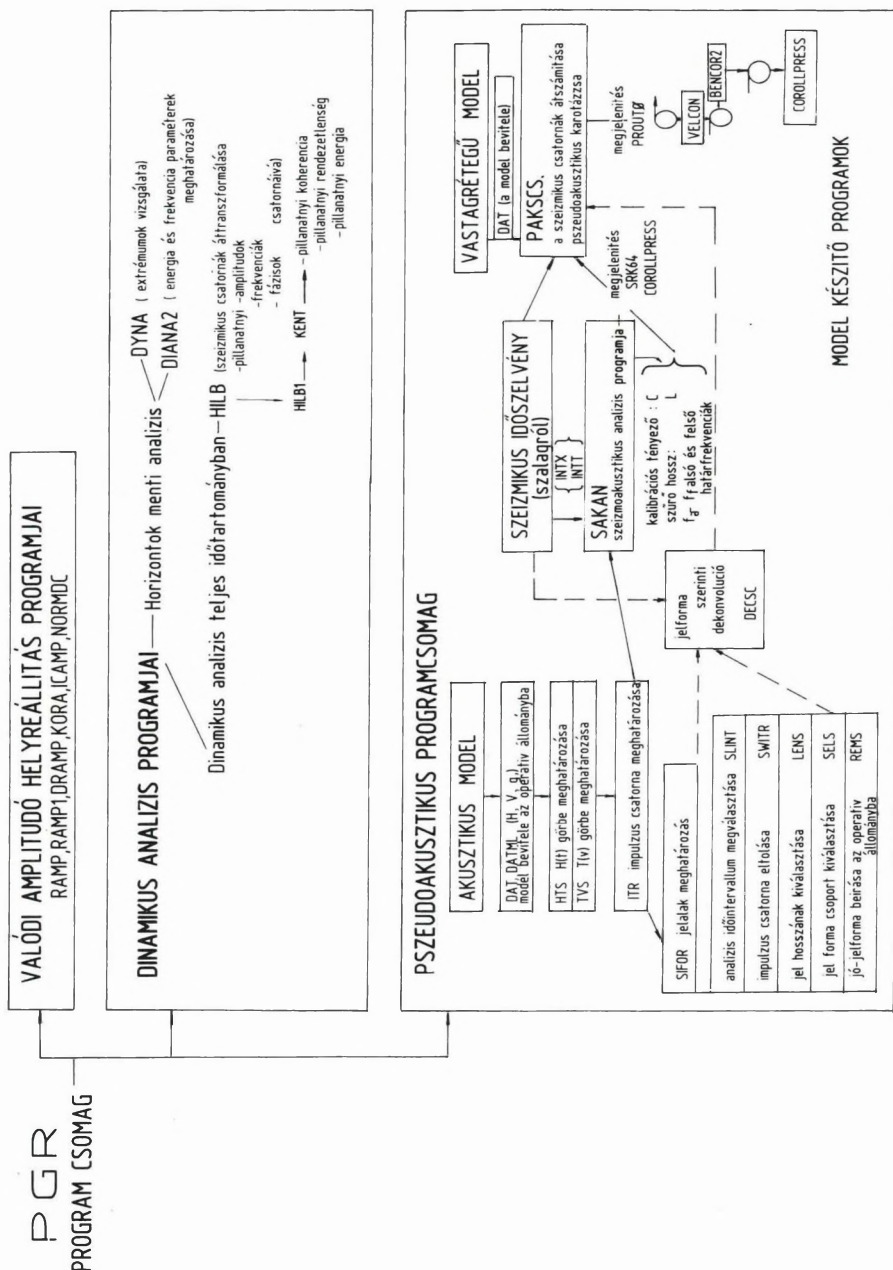
- akusztikus karotázs adatok előkészítése;
- a jel alakjának meghatározása;
- a jelalak alapján történő dekonvolúció;
- szeizmoakusztikus analízis;
- pszeudoakusztikus transzformáció.

A SAKAN (szeizmikus analízis) eredményeit az ELGI-ben kifejlesztett színes plotter programokkal jelenítjük meg.

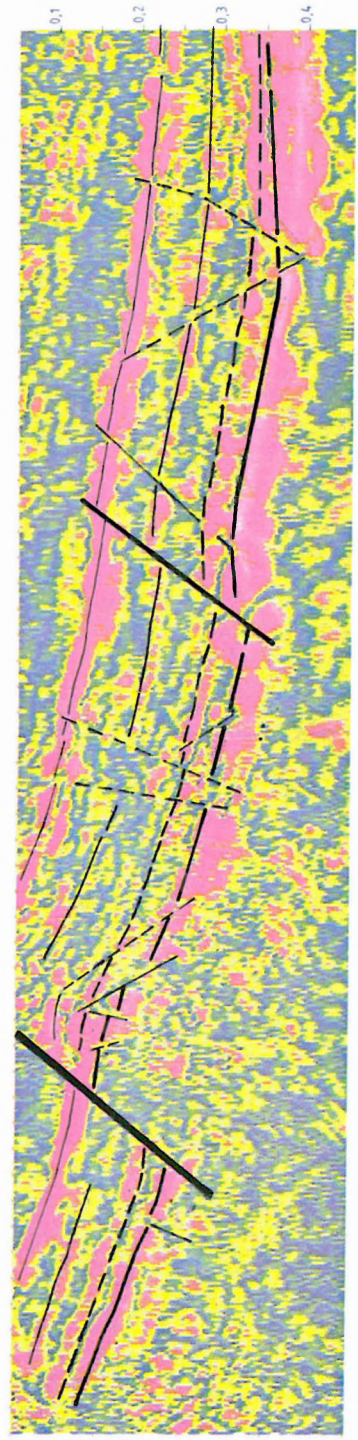
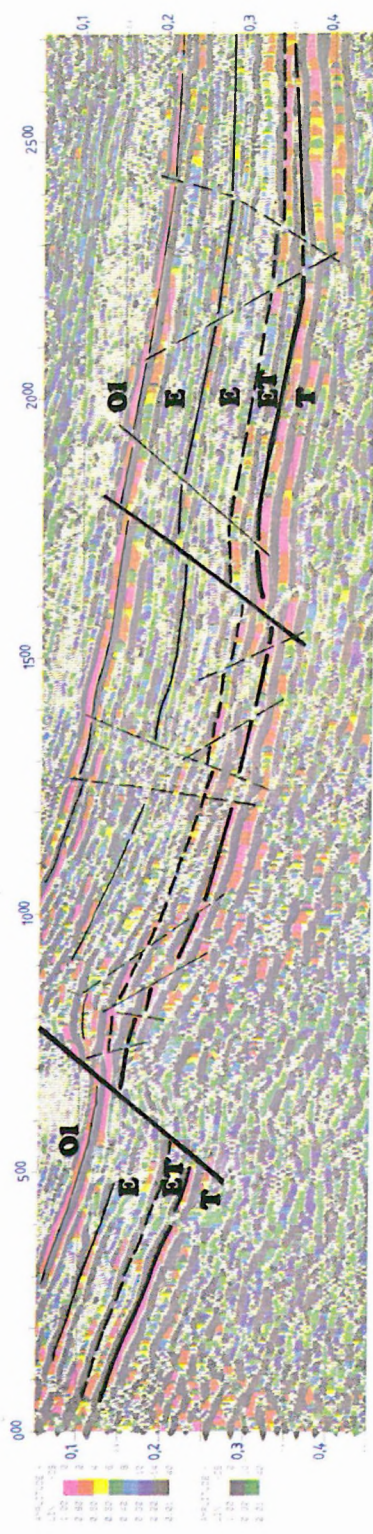
(A PAK alkalmazására példát lásd Geofizikai Közlemények, **32**, 1, pp. 3–29.)

A dinamikus analízisre példaként bemutatjuk az Nsz-1/80 szeizmikus reflexiós szelvény teljes időtartománybeli dinamikus analízisét. A szelvényt a nagy-egyházi barnakőszén területen 1980-ban mértük azzal a céllal, hogy a rétegtani korreláció mellett a szerkezeti elemek helyét és méretét pontosan meghatározzuk. Az 58. ábrán bemutatjuk az első feldolgozás eredményeként előállított, migrált időszelvény amplitúdó szerint színezett változatát. A további ábrák a PGR feldolgozási lehetőségeit szemléltetik, éspezdig a pillanatnyi amplitúdó- (59. ábra), a pillanatnyi frekvencia- (60. ábra) és a pillanatnyi entrópia-képet (61. ábra). A különböző feldolgozási változatok összehangolt értelmezése alapján kialakított szerkezeti képet — amelyet a szelvény környezetében mélyített új fúrások és a folyamatos vágathajtás eredményei is igazoltak — az 58. ábrán mutatjuk be, a további ábrákon az egyes feldolgozási változatokon markánsan jelölhető vetőket adtuk meg. Megállapítható, hogy az 5 m-nél nagyobb elvetési magasságú vetők megbízhatóan jelölhetők (a vetőt folyamatos vastag vonal jelöli). Az 5 m körüli vetők (folyamatos, vékony vonal)

abban az esetben jelölhetők egyértelműen ha a vető fiatal, és az eocén, oligocén korú képződmények határát is érinti. Az 1–5 m közötti elmozdulások nyomai csak kivételes esetekben jelölhetők (a vetőt szaggatott vékony vonal jelöli).



57. ábra. A PGR programcsomag blokkvázlata



59. *ábra.* Az Nsz-1/80 szelvény pillanatnyi amplitúdóképe

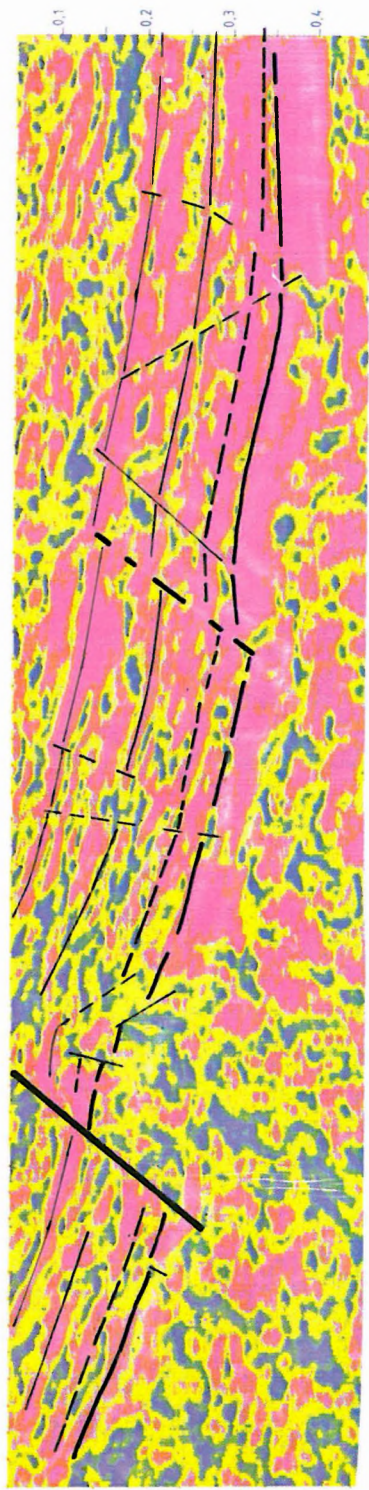
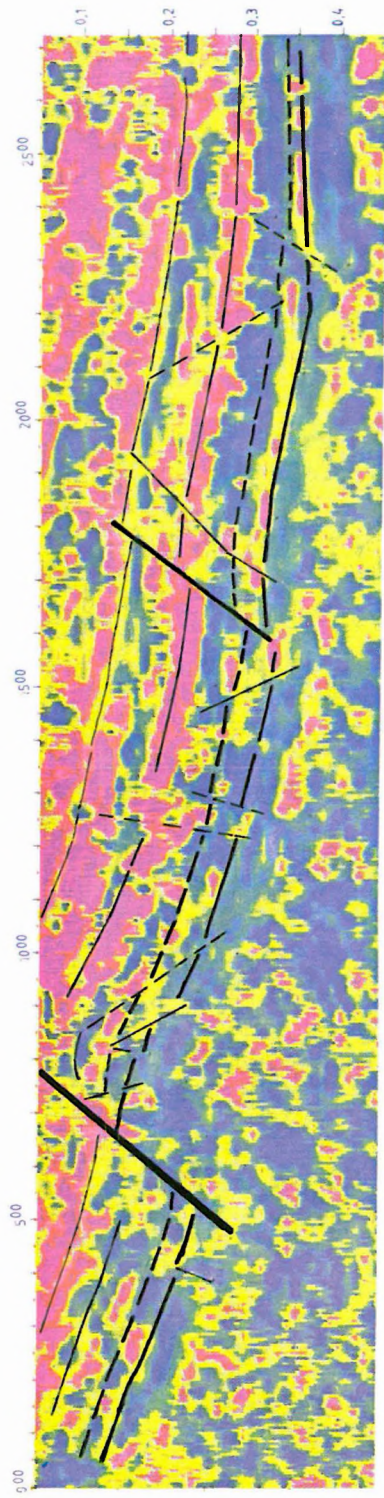
Fig. 59. Migrated time section Nsz-1/80, instantaneous amplitude

Рис. 59. Мгновенные амплитуды по профилю Nsz-1/80

58. *ábra.* Az Nsz-1/80 szeizmikus reflexiós szelvény amplitúdó szerint színezett migrált időszelvény változata

Fig. 58. Migrated time section Nsz-1/80 coloured according to reflection amplitude

Рис. 58. Миграционный временной разрез МОВ Nsz-1/80, раскрашенный по амплитуде



61. ábra. Az Nsz-1/80 szelvény pillanatnyi entrópiaképe

Fig. 61. Migrated time section Nsz-1/80, instantaneous entropy

Рис. 61. Мгновенная энтропия по профилю Nsz-1/80

60. ábra. Az Nsz-1/80 szelvény pillanatnyi frekvenciaképe

Fig. 60. Migrated time section Nsz-1/80, instantaneous frequency

Рис. 60. Мгновенные частоты по профилю Nsz-1/80

2.1.4 SD 16 szeizmikus digitális terepi műszer*

1985-ben elkészült az SD műszercsalád legújabb tagjának első példánya, amely egy korszerű, nagy felbontóképességű, számítógéppel vezérelt, 96 csatornás terepi berendezés. Az új műszer kifejlesztése — csakúgy, mint a korábbi SD 10, SD 12 és SD 20 típusoké — az ELGI és a VEB Geophysik Leipzig, illetve annak utóda, a VEB Geophysikalische Gerätebau közötti közvetlen fejlesztési együttműködés keretében történt.

A berendezés konstrukcióját és működését a mellékelt tömbvázlat (62. ábra) szemlélteti. A 144 csatornás terítés geofonjelei közvetlenül a műszerbemenetre kerülnek. A hagyományos „stacking” kapcsoló funkcióját a bemenő fokozatban megvalósított elektronikus csatornakiválasztó látja el, a kiválasztott 96 csatorna jelei a transzformátor nélküli erősítőkre kapcsolódnak. Az analóg jelformálást az alul- és felülvágó szűrőfokozatok és a bekapcsolható 50 Hz-es lyukszűrő végzik el. A multiplexerről a szeizmikus jelek a 2×48 csatornás digitális erősítőre kerülnek, innen pedig az analóg–digitál átalakítóra. Az átalakítás után a digitális jelek rendezését az SEG B formátumú mágneses jelrögzítés követelményeinek megfelelően egy csatoló áramkör és a formatter végzi el. A digitális jelek a formatter előtt kivihetők egy korrelátorra (vibroszeiz alkalmazás) és ugyanerről a csatlakozásról megvalósítható a visszaalakított jelek analóg regisztrálása is. A digitális jelek rögzítése a szalagformátum előállítás után az MBS 161 típusú mágnesszalagos egységgel történik. A mágnesszalagra rögzített szeizmikus felvételek megjelenítését — megfelelő átalakítás után — az ERG 21 típusú elektrosztatikus mátrix nyomtató végzi. A szeizmikus felvételek elkészítéséhez szükséges robbantási parancsjel előállítását, illetve a robbantási időpillanat és a „felidő” jelének vételét megvalósító áramköröket a lövési rendszer tartalmazza.

A berendezés működési egységeinek központi vezérlését egy Robotron K 1520 típusú mikroszámítógépből kialakított vezérlőrendszer végzi, amely tartalmazza a CPU-t, a működéshez, illetve a programok tárolásához szükséges félévezető memóriákat, a kezelőpultot, a műszer kezeléséhez és ellenőrzéséhez szükséges információkat kijelző képernyős megjelenítőt, az ütemjelek időalapját előállító áramköröket, a BUSZ rendszert és kisegítő egységként kazettás magnetofont, EPROM programozót.

A teljes berendezés két szekrényben helyezkedik el, amelyek közül az elsőben az MBS 161 típusú mágnesszalagos egység, a K 1520 típusú mikroszámítógép elektronikája, a digitális visszajátszás áramkörei és a hozzájuk tartozó tápegység található; a második szekrény tartalmazza az SDA III típusú adagyűjtőt, amely 96 csatornás analóg erősítő- és szűrőegységekből, elektronikus stacking-kapcsolóként is használható ún. struktúravezérlőből, multiplexerből, valamint digitális erősítőkből és A/D-konverterekből, a hozzájuk tartozó

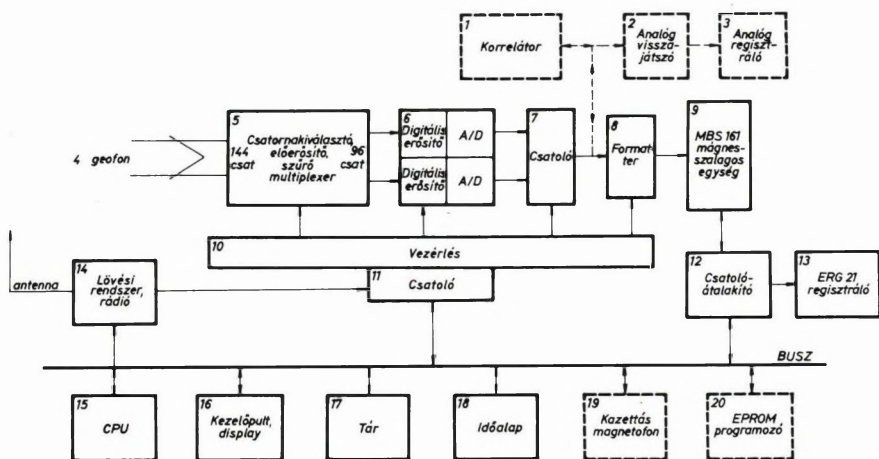
* Nagy M.

vezérlésből, opcionális analóg visszajátszó áramkörökből és a szekrény tápegységből áll.

Külön asztalra rögzítve helyezkedik el a számítógép képcsöves megjelenítője és a kezelőpult, amely csak a képernyőn látható menüből való program- és paraméterkiválasztást, a programok indítását, leállítását végzi. Az asztal fiók-résében van a számítógép billentyűzete, amelyet csak programozásra vagy programváltoztatásokra használunk, ezért normális üzemben elzárva tartjuk.

A berendezéshez tartozik az ERG 21 típusú elektrosztatikus, digitális regisztrálókészülék. Lehetőség van robbantást indító kódrendszer (rádiós lövés), valamint analóg regisztráló csatlakoztatására is. Az SD 16 bővíthető korrelátorral, amely egy újabb szekrényt foglal el. A kiegészítés illesztési munkái pillanatnyilag folyamatban vannak.

A működtető funkciókon kívül a műszer számos beépített ellenőrzési lehetőséggel rendelkezik. Az ellenőrzés a működőképességre, áramkörök készen-



62. ábra. Az SD 16 szeizmikus digitális terepi műszer blokkvázlata

Fig. 62. Block scheme of Seismic Digital Field System SD 16

1 — correlator; 2 — analog playback; 3 — camera; 4 — geophone; 5 — automatic stacking switch, pre-amplifier, filter, multiplexer; 6 — digital amplifier; 7 — interface; 8 — formatter; 9 — magnetic tape drive MBS 161; 10 — control; 11 — interface; 12 — interface-transformer; 13 — camera ERG 21; 14 — shooting encoder, radio; 16 — keyboard, display; 17 — store; 18 — time base; 19 — magnetic cassette recorder; 20 — EPROM programmer

Рис. 62. Блок-схема полевой цифровой сейсмической аппаратуры типа SD 16

1 — коррелятор; 2 — аналоговый повторитель; 3 — аналоговый регистратор; 4 — сейсмоприемник; 5 — распределитель каналов, предварительный усилитель, фильтр, умножитель; 6 — цифровой усилитель; 7 — интерфейс; 8 — формиратор; 9 — ленточный накопитель MBS 161; 10 — управление; 11 — устройство сопряженности; 12 — преобразователь; 13 — регистрирующее устройство ERG 21; 14 — взрывная система, радио; 15 — центральный процессор; 16 — пульт управления, дисплей; 17 — память; 18 — опорное время; 19 — кассетный магнитофон; 20 — программист EPROM

léti állapotára, tápfeszültségek jelenlétére, pontosságára terjed ki. A sok lehetőség közül csak a fontosabbakat soroljuk fel:

- mágnesszalagos egység funkciói, felírás, olvasás;
- az adatgyűjtő rendszer paramétereinek ellenőrzésére tesztgenerátoros felvétel készítése, kábelterítés ellenőrzése;
- digitális adatok ellenőrzése bitlámpák segítségével;
- tesztfelvételek kiértékelése beépített oszcilloszkópon, vagy a mágnesszalag számítógépes beadásával.

A berendezést egy 3×220 voltot előállító benzinüzemű generátor táplálja.

Főbb műszaki jellemzők:

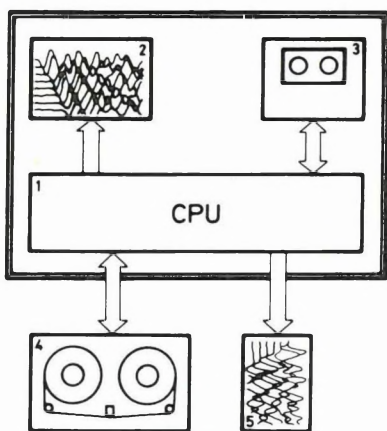
| | |
|-----------------------------------|--|
| Szeizmikus csatornák száma | 24 vagy 48, vagy 96 |
| Szeizmikus csatornák bemenete | transzformátor nélküli $R_{be} = 2 \times 5 \text{ k}\Omega$ |
| Maximális bemenő feszültség | 600 mV_{eff} , 18 dB erősítés mellett |
| Ekvivalens bemeneti zaj | $\leq 0,3 \mu\text{V}_{eff}$, 36 dB erősítés mellett |
| Segédcsatornák száma | 5 |
| Szeizmikus csatornák erősítése | |
| állandó erősítés | 18, 24, 30 vagy 36 dB |
| automatikus erősítésszabályozás | 0-tól 84 dB-ig, 12 dB-es lépésekben. A lépések pontossága: 0,1% |
| Harmonikus torzítás | $< 0,1\%$ |
| Áthallási csillapítás | $> 80 \text{ dB}$ |
| Szeizmikus csatornák identitása | 1%-nál kisebb |
| Frekvenciatartomány szűrők nélkül | 5-től 250 Hz-ig |
| Szűrők | |
| alulvágó szűrők | „KI” – 3 dB 5 Hz-en 12, 17, 24 vagy 12, 24, 42 Hz (számítógéppel választható ki, de más frekvenciák is beállíthatók) |
| meredekség | 12 dB/oktáv vagy 24 dB/oktáv |
| 50 Hz-es lyukszűrő | – 3 dB 45 és 55 Hz-en – 40 dB 49,4 és 50,5 Hz-en (számítógéppel kapcsolható be) |
| A/D konverter | 13 bit + előjel |
| linearitás | 0,1% |
| Mágneses jelrögzítés | |
| szalagformátum | PE, 1600 bit/inch |
| szalagorsó | $\varnothing 216 \text{ mm}$ |
| Működési hőmérséklet tartománya | $+10 \dots +50^\circ \text{C}$ |
| Levegő megengedett páratartalma | 10...95% |

2.1.5 ESP mérnökszeizmikus processzor*

Az ELGI mérnökszeizmikus, valamint bányaszeizmikus kutatások céljára a megelőző években kifejlesztett ESS-01-24 (szovjet típusjelzése: ISzN-01-24) mérnökszeizmikus, illetve SSS-1 (szovjet típusjelzése: SSzSz-1) bányaszeizmikus berendezéseket, amelyek a terepi kutatások során gyűjtött mérési adatokat szabványos (Philips típusú) mágneskazettán rögzítik, digitális formában. A mérési adatok kazettás adatbemenettel rendelkező számítógépekbe közvetlenül beadhatók feldolgozás céljából. A fenti műszerek felhasználói részéről felmerült alábbi igények kielégítésére fejlesztette ki az ELGI az ESP-1 típusjelzésű (szovjet jelzése: ISzP-1) előfeldolgozó egységet:

- lehetőséget adni arra, hogy a napi mérések befejezése után, még a terepi bázison, irodai körülmények között a mérési anyagot minősíthessék. Ennek célja egyrészt az, hogy a mérési hibák miatti ismétléseket gyorsan és gazdaságosan lehessen végrehajtani, másrészt az, hogy a mérési paraméterek szükség szerinti módosításával rugalmasan követhessék a terepi körülmények változásait;
- megteremteni a lehetőséget arra, hogy a mágneskazettán rögzített mérési adatokat transzformálják a számítógépes feldolgozó központokban általánosan használt 9 sávossalagformatumba.

Fejlesztési célkitűzésünk az volt, hogy a fenti igényeket egy programozható eszköz kialakításával valósítsuk meg, szem előtt tartva azt a szempontot is, hogy a berendezés programozás útján továbbfejleszthető legyen, a hardware konfiguráció jelentős megváltoztatása nélkül. Az alapspecifikáció szerint megvalósított eszközt és részegységeit a 63. ábra szemlélteti.



63. ábra. Az ESP-1 mérnökszeizmikus processzor hardware konfigurációja

1 — mikroprocesszoros központi vezérlő egység; 2 — grafikus megjelenítő egység; 3 — mágneskazettás tároló egység; 4 — mágnesszalagos tároló egység; 5 — hőirós regisztráló

Fig. 63. Hardware configuration of engineering seismic processor ESP-1

1 — microprocessor controlled central processing unit; 2 — graphic display; 3 — magnetic cassette recorder; 4 — magnetic tape recorder; 5 — thermosensitive display

Рис. 63. Конфигурация инженерного сейсмического процессора ESP-1

1 — центральный управляющий микропроцессор; 2 — графопостроитель; 3 — кассетный накопитель данных; 4 — магнитный (ленточный) накопитель данных; 5 — регистратор на термобумаге

* Czipra F.

A hardware konfiguráció alapegységei:

- 8 bites mikroprocesszorral felépített központi vezérlő egység, 64 kbyte adattároló, 24 kbyte operatív memória;
- perifériacsatolók a mágneskazettás tároló, a 9 sávós mágnesszalagos tároló, a hőírós regisztráló és a képernyős megjelenítő számára. A központi egység kezelőpultjáról peremkerekes kapcsolókkal állíthatók be a berendezés üzemmódjai, illetve paraméterei. A központi vezérlőegység tartalmazza a mágneskazettás tárolót, valamint a szeizmogramok kijelzésére szolgáló képernyős megjelenítő egységet is;
- szabványos 9 sávós mágnesszalagos tároló 800 bpi, NRZI felírási móddal;
- hőírós regisztráló a szeizmogramok kirajzolására hőérzékeny papíron.

Főbb üzemmódok:

- menütáblázatok kihívása a grafikus megjelenítőre;
- szeizmogram beolvasása mágneskazettás tárolóról memóriába (a berendezés jelenlegi kiépítettségében az ESS-01-24 és az SSS-1 berendezések formátumainak kezelésére alkalmas);
- szeizmogram megjelenítése a grafikus képernyőn;
- függvénymódosítási műveletek mint amplitúdónövelés/csökkentés és időben inverz exponenciális burkolófüggvény alkalmazása a szeizmogramra (PGC-karakterisztika);
- regisztrálás, illetve automatikus átírás mágneskazettás tárolóról mágnesszalagos tárolóra;
- szeizmogram regisztrálása hőírós regisztrálón.

2.2.1 A tranziens módszer hazai bevezetése, fejlesztése és alkalmazása*

A módszer hazai bevezetésének szükségessége

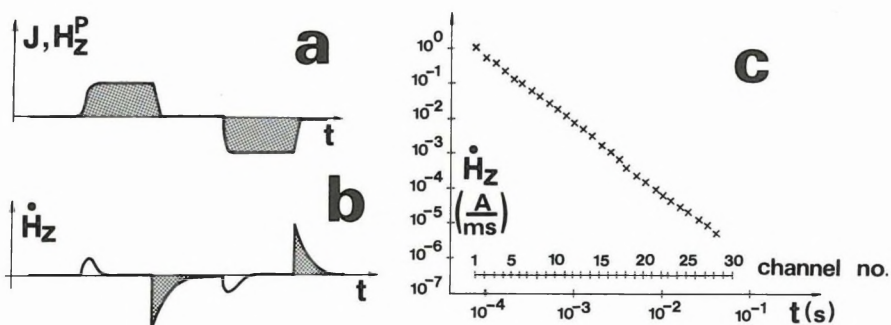
A magyarországi bauxit- és kőszénkutatás sokszor kis kiterjedésű szerkezeti elemek kimutatását teszi szükségessé, közzettanilag inhomogén fedőösszlet alatt. Ez a geofizikai módszerfejlesztés célját is meghatározza: olyan geofizikai eljárásokat kell kifejleszteni, amelyek nagy horizontális és vertikális felbontóképességűek, ugyanakkor gazdaságosak, azaz viszonylag kis költséggel, kis élőmunka-felhasználással nagy területeket lehet velük felmérni.

A tranziens, tehát az időtartománybeli elektromágneses módszer és ennek különböző mérési változatai a fenti követelményeket várhatóan kielégítik. Emiatt 1981 és 1985 között az OMFB és a KFH támogatásával kutatási-fejlesztési munkát végeztünk, amelynek célja a tranziens módszer elméleti alapjainak tanulmányozása és a bauxitföldtani céloknak megfelelő kiértékelési-értelmezési eljárások kidolgozása volt. Ezzel párhuzamosan (az ELGI nemzetközi kapcsolatait kihasználva) kísérleti méréseket végeztünk hazai bauxitlepeken külföldi mérőcsoportok bevonásával (alkalmazott műszerek: Geonics EM-37, Sirotem-II, Impulz-C, Crone PEM). A tapasztalatok alapján OMFB támogatással megvásároltuk a Geonics Ltd. (Toronto, Kanada) EM-37/3 típusú berendezését, amelyet — paramétereit és terepállóságát tekintve — egyaránt a legjobbnak találtunk célkitűzéseink szempontjából. A berendezést üzembe helyeztük és 1985 februárja óta használjuk. A vele együtt szállított és terepi használatra is alkalmas mikroszámítógépre (HP 85B) adatfeldolgozó programcsomagot írtunk, amely lehetővé teszi a mérési adatok gyors és megfelelő színvonalú feldolgozását. Olyan, a szakirodalomban ismeretlen kiértékelési eljárást is használunk, amely lehetővé teszi a kitűzött földtani-bányászati célok elérését. Végül kísérleti mérésekkel igazoltuk, hogy a tranziens eljárás alkalmas a kutatási feladatok megoldására.

* Balog Gy., Kakas K., Prácer E., Sörös L., Újszászi J.

A tranziens módszernél a földfelszínre fektetett szigetelt hurokra, vagy földelt elektródaparra (az adóra) egyenáramot kapcsolunk (64/a ábra), amely mágneses teret hoz létre (primer tér). Az áram kikapcsolása után az összeomló mágneses tér a félteret alkotó rétegekben olyan örvényáramokat indukál, amelyek a föld felszínén gyorsan lecsengő, de az ellenállás-eloszlásra jellemző másodlagos mágneses teret hoznak létre (64/b ábra). A másodlagos mágneses (tranziens) tér komponenseit kis indukciós tekercssel mérve, a „lecsengési görbéből” a féltér geoelektromos modelljét vissza tudjuk számolni.

A gyakorlatban egyenáram helyett bipoláris impulzussorozatot alkalmazunk, és a tranziens jeleket a jel/zaj viszony javítása érdekében több ezerszer összegezzük. A tranziens jelet (a lecsengési görbét) logaritmikus időskálájú mintavétellel rögzítjük (64/c ábra). A Geonics EM-37/3 műszernek 80 μs és 80 ms között 30 mintavételezési ideje (csatornája) van.



64. ábra. A tranziens mérés jelformái (modell)
 a) Adóban folyó áram és primer mágneses tér
 b) A felszínen mért tranziens (másodlagos) tér (torzítva)
 c) Tipikus tranziens (lecsengési) görbe. A mért (tranziens) jel a kikapcsolástól eltelt idő függvényében

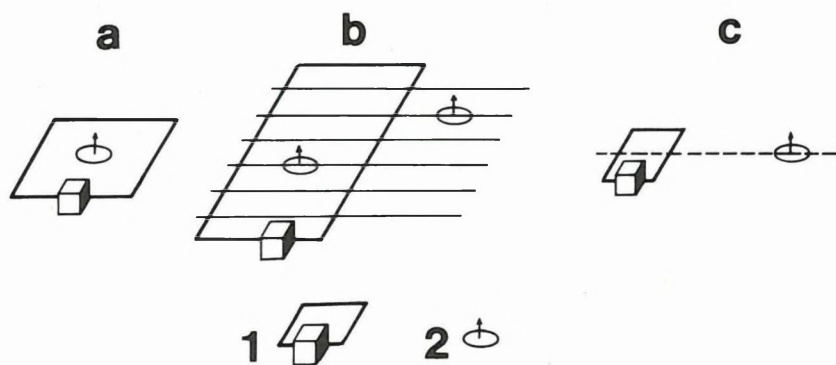
Fig. 64. Waveforms in transient measurements (model)
 a) Current flowing in the transmitter and the primary magnetic field
 b) Transient (secondary) field measured on the surface (distorted)
 c) Typical transient (decay) curve: the measured (transient) signal as a function of time after the turn-off

Рис. 64. Формы сигналов при измерениях методом переходных процессов (модель)
 а) Ток в передатчике и первичное магнитное поле
 б) Вихревые токи в слоях и измеренное на поверхности переходное (вторичное) поле (искажено)
 в) Типичная переходная (затухания) кривая как функция измеренного (переходного) сигнала от времени, прошедшей с момента выключения первичного сигнала

Az ELGI-ben készült számítógépes programok a rétegzett féltér felett kialakuló tranziens tér számítására a 65. ábrán látható adó-vevő elrendezések esetén használhatók:

- Közös tengelyű vagy CIL (central induction loop) elrendezés (szorosan vett tranziens szondázás); a féltér felszínén fekvő keret vagy hurok középpontjában kialakuló teret mérjük;
- Turam elrendezés (Turam vagy mozgó vevőjű tranziens térképezés); a felszínen fekvő négyszögletes keret terét a felszín tetszőleges pontjában mérjük;
- Dipól-dipól elrendezés (dipól-dipól vagy Slingram elrendezés): függőleges tengelyű mágneses dipól terét a dipól síkjában mérjük.

A mért lecsengési görbék, illetve számított térerősség komponensek helyett általában célszerűbb az ezekből származtatható látszólagos fajlagos ellenállásértékeket vizsgálni. Az ellenállás számítása során figyelembe vesszük a mérési paramétereket (az adó és a vevő momentumát, és kölcsönös helyzetüket), ezek hatását eltávolítjuk a lecsengési görbékből.



65. ábra. Tranziens mérési elrendezések
a) CIL (közös tengelyű) szondázás
b) Turam térképezés
c) Dipól-dipól szelvényezés

1 — adó; 2 — vevő, itt B_z mérésére

Fig. 65. Transient measuring arrays
a) CIL (central induction loop) sounding
b) Turam mapping
c) Dipole-dipole profiling

1 — transmitter; 2 — receiver, here for measurement of B_z

Рис. 65. Установки при измерениях методом переходных процессов
a) Зондирование CIL (соосная установка)
b) Съёмка Турам
c) Профилирование диполь-диполь

1 — передатчик, 2 — приемник; здесь — для измерений B_z

Az elmúlt években a tranziens eljárás és kiértékelés elméleti alapjainak jobb megismerése és fejlesztése érdekében a következő munkákat végeztük el:

- a frekvenciatartománybeli hatásszámítás [PRÁCSER et al. 1983] inverz Fourier-transzformációján alapuló, a vízszintesen rétegzett feltérre vonatkozó hatásszámító programokat írtunk;
- az USGS-től az amerikai-magyar műszaki-tudományos együttműködés keretében átvett hatásszámító programokat [ANDERSON, 1981] továbbfejlesztettük, a késői időkhöz tartozó aszimptotikus értékek számítását pontosabbá tettük;
- a térerősség értékek inverzióját felhasználó, Turam elrendezésre is érvényes gyors ellenállás-számítási algoritmust dolgoztunk ki.

Az elméleti hatásszámításról és az ellenállás-számító algoritmusokról külön cikkben számolunk be [PRÁCSER 1986].

A tranziens kiértékelési eljárások vizsgálata

A hazai nyersanyagtelepek földtani modellje a vízszintesen rétegzett közeg paramétereinek meghatározását biztosító kiértékelési módszerek használatát teszi szükségessé. Erre két, jól ismert eljárás használatos. A *grafikus görbesereges kiértékelés* két- és háromréteges elméleti görbeseregekkel való összehasonlítással határozza meg a rétegek vastagságát és ellenállását. Ennek az a hátránya, hogy — hasonlóan a vertikális elektromos szondázás görbesereges kiértékeléséhez — már három réteg esetén is bonyolult és nehezen gépesíthető. Az *automatikus inverzió* olyan számítógépes eljárás, amellyel egy kezdeti becslésből kiindulva iterációval határozzuk meg a mért görbét adott hibahatáron belül megközelítő elméleti görbét és az ennek megfelelő modellt. Ezek a — például a Marquardt-algoritmuson alapuló — programok azonban (mivel egy tranziens elméleti görbe kiszámítása egy nagyságrenddel lassúbb, mint egy frekvenciaszondázási görbéé) még számítógépen is lassan működnek. Az ELGI R-35 gépen egyetlen görbe kiértékelése 10–30 percet igényel. Mindkét eljárásnak hátránya az, hogy a kutatandó közegnek a vízszintesen rétegzett modelltől való eltéréseire (a horizontális inhomogenitásokra) a kiértékelésből nem kapunk információt és a vékony rétegek nehezen követhetők. Mindkét eljárást alkalmazzuk a terepi méréseknél. Emellett, az elméleti görbeseregek vizsgálatával, sikerült egy új eljárást, olyan transzformációt találni, amellyel a látszólagos fajlagos ellenállás-idő görbéből (a tranziens szondázási görbéből) *látszólagos ellenállás-látszólagos mélység görbét* lehet előállítani. Bebizonyítható, hogy egyszerű modellekre az ellenállás-mélység függvény érintőinek metszéspontjai jó közelítéssel kijelölik a réteghatárokat, tehát a terepi észlelésekből számolt ellenállás-mélység függvény alapján gyors, a gyakorlati igényeket általában kielégítő és azonnali földtani értelmezést lehetővé tevő kiértékelést lehet végezni. A mélységszámítást TRH inverziónak,

a kiértékelést *TRH eljárásnak* neveztük el, mert az átszámítás az idő (T) és a mélység (H) között az ellenálláson (R) keresztül történik.

A *TRH inverzió* a felszíni gerjesztésű tranziens térnek azt a már többek [NABIGHIAN 1979; RAICHE-GALLAGHER 1985] által felismert tulajdonságát használja ki, hogy az áram eloszlás legjellemzőbb paramétere az

$$\alpha = \frac{t\varrho}{H^2}$$

alakban írható le. Ennek alapján definiálható a tranziens terekre a H_{eff} behatolási mélység, amely szemléletesen a „szétsugárzó füstkarika” pillanatnyi mélységét jelenti az adó alatt:

$$H_{eff} \sim \sqrt{\varrho t}$$

Fentiek alapján inhomogén feltérben is célszerű az adott ellenállás-eloszláshoz, adó-vevő konfigurációhoz és észlelési időhöz tartozó H_A látszólagos mélységet úgy definiálni, hogy homogén feltérben az egyezzek meg a „füstkarika” pillanatnyi mélységével; ily módon

$$H_A = C_\tau(r, z, t) \sqrt{t\varrho_A}$$

ahol ϱ_A a t időpillanathoz tartozó látszólagos fajlagos ellenállás, C_τ pedig olyan függvény, amely az adó-vevő konfigurációtól, a rétetparaméterektől és az időtől függ, de egy adott adó-vevő elrendezésre jó közelítéssel konstansnak tekinthető. C_τ értékét, illetve egy állandóval való helyettesíthetőségi tartományának határait matematikai modellezéssel határoztuk meg, egyelőre a CIL és a dipól-dipól elrendezésre.

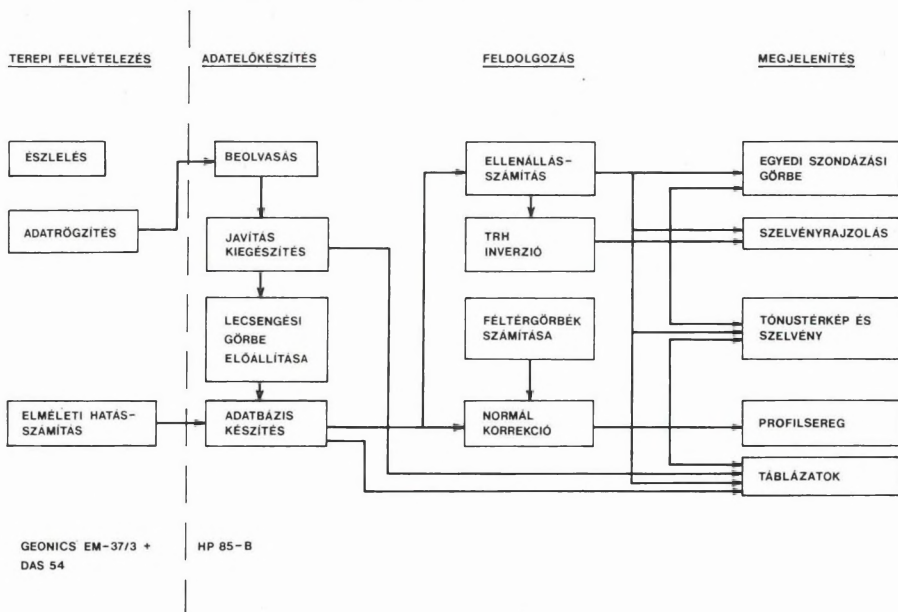
A *TRH eljárás* az ellenállás-számítással együtt is egyszerűen végrehajtható, így gyors és automatikus kiértékelésre ad lehetőséget. Kombinálva a grafikus vagy Marquardt-inverziós módszerekkel, a rétegelLENállások is meghatározhatók.

Tranziens adatfeldolgozás

Az adatgyűjtő, korrigáló és feldolgozó programcsomagot (66. ábra) a Geonics által érckutató célra kialakított programok felhasználásával, a hazai kutatási modellek követelményeinek megfelelően alakítottuk ki. Tartalmazza az egzakt és gyors ellenállás-számítást, a grafikus kiértékeléshez szükséges szondázási görbe megrajzolását és természetesen a *TRH inverziót* is.

A feldolgozás első lépése a mérési adatok rögzítése. A tranziens mérések egyik előnye, hogy elvileg egyetlen lecsengésből is teljes szondázási görbét nyerhetünk. A gyakorlatban a mérési hibák csökkentésére és a jel/zaj viszony javítására 200–20 000 lecsengési görbét összegezzünk. Ennek ellenére egy tranziens görbe felvétele — nem számítva az adókeret kiterítéséhez szükséges

időt — más szondázásokkal összehasonlítva igen gyorsan megtörténik. Annak érdekében, hogy ezt az előnyt az észlelés után ne veszítsük el, a Geonics EM-37/3 berendezésnél az adatok egy 32 kbyte kapacitású, szilárdtest-memória adatgyűjtőbe kerülnek, ahonnan ezeket a terepi bázison üzemeltetett HP 85B mikroszámítógépre juttatjuk át.



66. ábra. A tranziens feldolgozás folyamatábrája

A szükséges javítások (például az egyes felvételek fejléceinek beírásakor elkövetett hibák korrekciója) és kiegészítések (adóáram, keretméret) után a nyers terepi adatok az adatszagra kerülnek. Ezek felhasználásával készülnek el az összesített görbék, amelyek az ugyanazon ponton készült, de különböző polaritású és adófrekvenciájú felvételek információit egyetlen lecsengési görbében egyesítik. A továbbiakban a feldolgozás ezeknek az adatsoroknak a felhasználásával történik. A látszólagos fajlagos ellenállást számító programok CIL, dipól-dipól és Turam elrendezés esetén egyaránt alkalmazhatók.

A feldolgozott adatok megjelenítése különböző formában történik. Az ellenállás számítás során minden összesített görbe \dot{B}_z értékeit, $\rho_A(t)$ és $H_A(\rho_A)$ görbéit kirajzoltatjuk a megfelelő skálákkal. A szelvényrajzoló program egy szelvény $H_A(\rho_A)$ görbéit rajzolja meg tetszőleges horizontális és vertikális méretarányban, mátrix nyomtató felhasználásával. A tónustérkép-rajzoló program területi mérések eredményeit, vagy mélységszelvényeket jelenít meg oly módon, hogy a különböző tónusok arányosak az ellenállással. Ez az ábrázolási forma nagyon szemléletes.

67. ábra. Transziens szondázások, Iharkút–Németbánya

a) A szondázások eredménye a földtani értelmezéssel

1 — CIL szondázás; 2 — réteghatár, $\varrho_{n+1} > \varrho_n$; 3 — réteghatár, $\varrho_{n+1} < \varrho_n$; 4 — feltételezett vető; 5 — triász aljzat; 6 — szenon terasztrikus összlet; 7 — oligocén–alsómiocén fedőösszlet

b) A látszólagos ellenállás mélységfüggése a szelvényen belül; izotonikus ábrázolás

c) A vető két oldalán mért tranziens szondázási görbe összehasonlítása

Fig. 67. Transient soundings, Iharkút–Németbánya

a) Sounding curves along the profile with geologic interpretation

1 — CIL sounding; 2 — layer boundary, $\varrho_{n+1} > \varrho_n$; 3 — layer boundary, $\varrho_{n+1} < \varrho_n$; 4 — assumed fault; 5 — Triassic basement; 6 — Upper Cretaceous terrestrial sequence; 7 — Oligocene — Lower Miocene overburden

b) depth dependence of apparent resistivity along the profile; isotonic plotting

c) comparison of sounding curves measured at two sides of the fault

Рис. 67. Зондирования методом переходных процессов, месторождение бокситов Ихаркút–Неметбánya

a) Разрез по данным зондирования с геологической интерпретацией

1 — пункт зондирования CIL и ось, к которой относятся результаты измерений; 2 — граница слоя при $\varrho_{n+1} > \varrho_n$; 3 — граница слоя, при $\varrho_{n+1} < \varrho_n$; 4 — предполагаемый сброс; 5 — триасовый фундамент; 6 — терригенно-обломочная толща сенона; 7 — перекрывающая толща олигоцена — нижнего миоцена

b) Зависимость кажущихся сопротивлений от глубины в пределах разреза

c) Сопоставление кривых ТРН, полученных при зондировании разных крыльев сброса

68. ábra. Transziens térképezés, Bakonyoszlop

a) A látszólagos ellenállás térképe a 15. csatornából (2,2 ms), CIL szondázások alapján

b) A látszólagos ellenállás térképe a 12. csatornából (1,1 ms), 400 m-es oldalélű, a mérési terület köré fektetett TURAM kereket használva

1 — bauxitos fúrás; 2 — fúrás bauxitnyommal; 3 — meddő fúrás; 4 — a bauxittest határa a térképezésből

Fig. 68. Transient mapping, Bakonyoszlop

a) Map of the apparent resistivity belonging to channel 15 (2.2 ms), from CIL soundings

b) Map of the apparent resistivity belonging to channel 12 (1.1 ms), from Turam measurements using a 400 m rectangular loop laid out around the site of mapping

1 — borehole with bauxite; 2 — borehole with bauxite indications; 3 — barren borehole; 4 — boundary of the bauxite body from mapping

Рис. 68. Съёмка методом переходных процессов, месторождение бокситов Баконьослоп

a) Карта кажущихся сопротивлений по каналу № 15 (2,2 мсек), построенная по зондированиям CIL

b) Карта кажущихся сопротивлений, рассчитанная по каналу № 12 (1,1 мсек) и полученная при использовании рамы Турам стороной 400 м, выложенной вокруг участка измерений

1 — скважина с бокситами; 2 — непромысловая скважина; 3 — скважина без бок-

A tranziens eljárással elérhető eredmények jellemzésére kísérleti méréseinkből két példát mutatunk be. Az *iharkút-németbányai bauxitelőfordulás* DNy-i, 500 m-t is meghaladó elvetési magasságú vetőzónájának pontos kimutatása eddig azért okozott nehézséget, mert az oligocén–alsó miocén fedő a vetőzóna felett nagy ellenállásúvá válik (így az egyenáramú mérésekkel a vető nem képezhető le pontosan), és a szerkezeti vonal hatása jelentős domborzati hatással párosul (ez a szondázásokat zavarta). A CIL szondázásokból szerkesztett TRH szelvényből és ennek értelmezéséből (67/a ábra) a lépcsős vető kijelölhető. A 67/b ábrán a TRH eljárással számított ellenállás–mélység metszetet mutatunk be, amely gyors kvalitatív értelmezést tesz lehetővé. A két szelvény együttes kiértékelése szerint a vető síkjától 100 m-nél nagyobb távolságban már a levetett triász aljzat mélységére kaptunk adatot (a levetett szárnyon az Nb-66 fúrás 503 m mélységben oligocén–alsó miocén összletben állt meg). Ez a tranziens szondázások jó laterális felbontóképességét jelzi, az oldalirányú hatók a szondázást kevésbé zavarják, mint más módszereknél. Ennek oka az, hogy mivel a lecsengési görbét a primer tér kikapcsolása után mérjük, a gerjesztési mechanizmus pontatlansága a mérést nem nagyon zavarja, így a vevőt az adókeret középpontjában is el lehet helyezni. Az így megvalósított „nulla-offsetes” észleléssel elkerüljük az elektromágneses mérések vonatkoztatási pont problémáját, a „kutatott térrész” jól definiálhatóan az adó és vevő közös tengelye alatt van. A 67/c ábrán a vevő két oldalán mért szondázási görbét hasonlítjuk össze.

A *Bakonyoszlop-X bauxitlepet* 50×50 m-es hálózatban kutatták meg fúrásokkal. A kb. 150 m mélyen levő bauxitlep és az alatta elhelyezkedő terresztrikus összlet a triász dolomit-aljzat árokszerű bemélyedését tölti ki. A bauxitlepet kimutatását eddig alkalmazott módszereinkkel az nehezítette meg, hogy a közepes ellenállású bauxit hatását az inhomogén, nagy ellenállású szinteket is tartalmazó oligocén–alsó miocén fedő hatása eltakarta.

A bauxitlep felett 25×25 m-es hálózatban CIL szondázásokat végeztünk és ezekből időseletenként (csatornánként) ellenállástérképeket szerkesztettünk. Növekvő idők felé haladva, a behatolási mélység növelésével fokozatosan kirajzolódott egy elnyúlt, kis ellenállású zóna, amely a produktív fúrásokkal igazolt, bauxittal kitöltött árok határával azonosítható. A 68/a ábrán a 15. csatornából (2,2 ms) szerkesztett ellenállás (ϱ_A) térképet mutatjuk be.

A kutatási költségek csökkentésére és a mérések meggyorsítására a CIL szondázásokat Turam térképezéssel lehet helyettesíteni (térképezésnél csak a vevőt mozgatjuk, az adót nem kell szondázásról szondázásra áttelepíteni). Ehhez ki kellett dolgozni azt a Turam ellenállás-számító algoritmust, amellyel minden egyes térképezési ponton elvileg teljes értékű tranziens szondázási görbét kapunk. A 68/b ábrán 400×400 m-es adókereten belül végzett térképe-

zés eredményét mutatjuk be (12. csatorna, 1,1 ms). Ez a térkép az előzőhöz hasonlóan kijelöli az árok csapását. A kisméretű bauxittest inhomogén, nagy vezetőképességű fedő alatti kimutathatósága arra vezethető vissza, hogy az összegzett hosszirányú vezetőképesség változásának hatása a tranziens méréseknel erősebb, mint más egyenáramú vagy frekvenciatartománybeli módszereknél [KAUFMAN 1978].

A bemutatott példák a tranziens mérések alkalmazásának elvi lehetőségét igazolják, a bauxitkutatásban való sokoldalú alkalmazáshoz számos tényezőt kell még tisztáznunk. Más nyersanyagok kutatásánál és szerkezetkutatásánál is ígéretes eredményeket kaptunk. A kiértékelési módszerek fejlesztése terén további munkákat tervezünk.

Irodalom

- ANDERSON L. 1981: Transient soundings for central-induction loop forward solutions for layered models. USGS Open-File Report, pp. 81–1309.
- KAUFMAN A. A. 1978: Resolving capabilities of the inductive methods of electroprospecting. *Geophysics*, **43**, 7, pp. 1392–1398.
- NABIGHIAN M. N. 1979: Quasi-static transient response of a conducting half space. *Geophysics*, **44**, 10, pp. 1700–1705
- PRÁCSER E. 1986: Computing of transient response of layered halfspace; problems in apparent resistivity inversion. *Geophysical Transactions*, **32**, 3, pp. 221–234
- PRÁCSER E., SZIGETI G., SZABADVÁRY L. 1983: Mesterséges elektromágneses frekvenciaszondázási görbék számítása. ELGI 1982. Évi Jelentés, pp. 118–121.
- RAICHE A. P., GALLAGHER R. G. 1985: Apparent resistivity and diffusion velocity. *Geophysics*, **50**, 10, pp. 1628–1633.

2.2.2 Bonyolult tektonikájú szilárd ásványi nyersanyagtelepek kutatásának új módszere*

Az újabban feltárt hazai kőszéntelepek tektonikai viszonyait, mint azt a napjainkban folyó borsodi és mányi kutatások is bizonyítják, jogosan nevezzük bonyolultnak. Ugyanakkor a biztonságos bányatervezéshez vagy a termelés irányításához a telepek geometriájáról egyre pontosabb, részletesebb adatokat kellene szolgáltatni. Erre esetenként az igen nagy volumenű, hagyományos, fúrásokkal, felszíni és mélyfúrási geofizikai módszerekkel végzett kutatások sem képesek.

A felszíni geofizikai módszereknek közös tulajdonságuk az, hogy egyrészt a kutandó objektum sikeres kimutatásához a földtani–geofizikai paraméterek megfelelő kontrasztja szükséges, másrészt pedig a módszerek felbontóképessége a mélység felé rohamosan csökken. Mivel a szénbányászat ma már a kis amplitúdójú szerkezeti elemek kimutatását is igényli, a feladat gyakran a

* Király E., Szigeti G.

korszerű, legnagyobb felbontóképességű felszíni geofizikai módszerekkel sem oldható meg.

A mélyfúrási geofizika az elmúlt években nagy lépést tett előre a harántolt képződmények minősítésében. A fúrások közti térrész szerkezetére egyszerűbb esetekben a rétegdőlés mérésekből és a korrelációs szelvényekből lehet következtetni. A kis amplitúdójú szerkezeti elemek, vetők, feltolódások, kiékelődések kimutatása azonban még az új mélyfúrási geofizikai módszerek és műszerek, számítógépes kiértékelési és modellezési eljárások számára is túl nehéz feladat.

Az utóbbi években a felszíni méréseknél nagyobb felbontóképességet biztosító és a mélyfúrási geofizikai eljárásoknál nagyobb térrészt vizsgáló módszereket fejlesztettek ki. Ezeket — bár a mérésekhez karotázs berendezések kellenek — fúrólyukak közti méréseknek, átvilágításoknak, geotomográfiának nevezik, függetlenül attól, hogy elektromos vagy szeizmikus mérésről van-e szó. Ezen módszerek öse a töltött test (mise-à-la-masse) módszer.

A következőkben az elektromos tomográfia egy olyan változatáról számolunk be, amelyet a Szovjetunióban, a Karagandai Földtani Igazgatóság Geofizikai Expedíciójánál dolgoztak ki 1970 és 1982 között, kimondottan a kőszénkutatás céljaira. A már említett feladatok megoldásának érdekében nagyon időszerűvé vált ennek a módszernek hazai adaptálása. Erre az OFKFKV és az ELGI közösen vállalkozott, a hazai módszertani méréseket és az eredmények feldolgozását is közösen végezzük. Az új eljárás magyar elnevezése geoelektromos rétegkövetéses módszer (GRK).

A GRK mérés és az értelmezés elvi alapjai

Tételezzük fel, hogy a kőszénkutatásban leggyakrabban a következő modellel találkozunk: a széntelepek ellenállása legalább egy nagyságrenddel nagyobb, mint a beágyazó kőzeteké és a kutatási területen belül alig változik.

A mérés elvégzéséhez két olyan fúrássra van szükség, amely harántolta a széntelepet és a fekübe is behatolt. Az A^+ tápelektroda, egy pontszerű egyenáramú áramforrás az egyik fúrásban helyezkedik el, a másik, a B^- , „végtelen” távol van a fúrólyuktól, a felszínen. A^+ először a mérési körülmények által meghatározott mélységben van az egyik fúrásban, a másikban pedig — általában egyenlő mélységközönként — méri egy elektródapáron a ΔV potenciálkülönbséget (helyesebben $\Delta V/I$ -t, a tápáram esetleges változásának figyelembevételére), például egy ellenállásmérő szonda két elektródáján, de mérés közben a szonda áll, a mérés pontszerű. Ezt a mérést az A^+ elektróda több helyzete mellett megismétlik, ügyelve arra, hogy az esetek egy részében A^+ a széntelep felett, más részében pedig a széntelep alatt legyen. A legfontosabb az, hogy kellő számú mérést lehessen végezni a szénrétegben elhelyezkedő áramelektrodával. Ennek biztosítása érdekében a szénrétegen belül kisebb lépésekben, esetenként akár csak 2 méterrel, változtatják az A^+ elektróda mélységét. Ezen

méréssorozat elvégzése után a tápelektroda és a mérőelektrodák fúrást cserélnek és az új elrendezéssel az előbbihez hasonló méréssorozatot végeznek. A két méréssorozat együttes értékelésével megbízhatóbban lehet a fúrások közötti térrészben levő szénréteg települési sajátosságaira következtetni. A pontszerű áramelektroda potenciálterének a feltételezett modell esetében van néhány olyan jellegzetessége, amely lehetővé teszi a GRK mérések kvalitatív vagy geometriai értelmezését.

Ha mind az áramelektroda, mind a mérőelektrodák vonatkozási pontja egy folyamatos szénréteg síkjában van — ez a sík lehet dőlt is — akkor a mérőelektrodák ekvipotenciális felületen helyezkednek el, a potenciálgradiens nulla körüli érték. Ez abban az esetben is igaz, ha vető vagy kiékelődés miatt az egyik fúrás a szénréteget egyáltalán nem vagy más mélységben harántolta (vető esetén a széntelep síkjának a széntelep azon része által meghatározott síkot tekintjük, amelyet a mérőelektrodákat tartalmazó fúrás harántolt). Ha a harántolási mélység különbsége a széntelep dőlése miatt lép fel, akkor a potenciálgradiens nullhelyeiből a réteg valódi dőlése határozható meg.

Ha a szénréteg által okozott potenciálgradiens anomália alakja azonos vagy hasonló, de ellentétes előjelű, az áramelektroda a szénréteg síkja felett, illetve alatt helyezkedik el. Az értelmezés során természetesen együtt kell vizsgálni, hogy az adott tápelektrodával mért szelvénynek hol van, illetve van-e nullhelye és hogy a különböző mélységben levő tápelektrodákkal kapott szelvényeken vannak-e ellentétes előjelű anomáliák. Mindezek alapján eldönthetjük, hogy a két fúrás között folyamatos-e a réteg, ha pedig nem, akkor hol és hogyan szakad meg a folytonosság.

A gyakorlatban a potenciálgradiens helyett az azt jól közelítő potenciálkülönbséget mérjük és a már említett modell esetén is csak bizonyos elhanyagolások mellett érvényesek a fenti megállapítások. A földtani paraméterek és a geometriai jellemzők együttesen határozzák meg a módszer érvényességi határait. A potenciálkülönbség szelvényen az anomália a beágyazó kőzetek és a szénréteg valódi ellenállásának hányadosától és a szénréteg vastagságától, azaz a μh szorzattól függ. A geometriai jellemzők közül a fúrások távolsága és a megkívánt kutatási mélység — azaz minimum a széntelep mélysége — hányadosa, R/H a meghatározó fontosságú.

A mért potenciálkülönbség szelvények mellett az úgynevezett dipól potenciál szelvény is felhasználható értelmezésre. Ezt a potenciálkülönbség szelvényből szerkeszthetjük meg úgy, hogy azon mérőelektrodákkal kapott mérési adatokat, amelyeknek vonatkozási pontja a szénrétegbe esik, ábrázoljuk a hozzájuk tartozó tápelektroda mélységének függvényében. A táp- és mérőelektrodák felcserélhetőségének elve alapján így egy olyan szelvényt kapunk, amelyet a szénrétegben elhelyezkedő dipólforrással és pontszerű mérőelektrodával mérhettünk volna. Kedvező esetben ebből a dipól potenciál görbéből is meg lehet határozni a széntelep helyét.

A kvalitatív kiértékelés, ami elsősorban a széntelep térbeli helyzetének meghatározására irányul, tehát lényegében úgy történik, hogy a legfontosabb alapmodellekre kiszámolt elméleti szelvényekkel való összehasonlítás alapján eldöntjük, hogy felhasználható-e egyáltalán a mérési anyag és ha igen, a szelvények jellegzetességei alapján meghatározzuk a széntelep legvalószínűbb helyét a fúrásokban és megállapítjuk, hogy folytonos-e a telep vagy sem.

A GRK mérések kvantitatív értelmezése

A kvalitatív értelmezés mellett igen fontos lenne egyrészt meghatározni a széntelep és a beágyazó kőzetek ellenállását, másrészt pedig megállapítani, hogy a nem folytonos telepek esetén pontosan hol szakad meg a folytonosság. Ez úgy történhet, hogy az adott mérés geometriai elrendezésének és méreteinek figyelembevételével elméleti szelvényeket számolunk és az ellenállásértékeket változtatva keressük a mérthez leginkább hasonlót.

A földtani paraméterek, illetve a széntelep fúrások közti viselkedésének (folytonos–nem folytonos, vető–kiékelődés) meghatározására a dipól potenciál szelvényeket használjuk fel. Ennek elsősorban az az oka, hogy az adott modell esetén a dipól potenciál értékek mérési pontossága a legnagyobb, a nagy ellenállású rétegben nagyobb a potenciálkülönbség, megbízhatóbban mérhető.

Az elméleti potenciálkülönbség és dipól potenciál szelvényeket az R-35 számítógépen futó, RAZVEDKA nevű program számítja ki tetszőleges számú rétegből álló, horizontálisan homogén modell esetén, az adott GRK mérés geometriai adatainak figyelembevételével. Az elméleti megoldás azt is megengedi, hogy az egyes rétegeken belül a függőleges irányú ellenállás eltérjen a vízszintes ellenállástól, azaz az n -edik rétegre $\rho_x^{(n)} = \rho_y^{(n)} \neq \rho_z^{(n)}$, tehát a modellben figyelembe lehet venni az anizotrópiát.

A programban használt algoritmus a Hankel-transzformált alakban előálló megoldás magfüggvényét az exponenciális túlsordulások ellen védelmet nyújtó stabilizációs eljárással számolja ki. A transzformáltakat pedig kizárólag a Weber–Lipschitz formula alapján, a magfüggvény exponenciális függvényekkel való közelítésével határozza meg.

Az interaktív módon történő értelmezéshez a kiindulási paramétereket a fúrólukak látszólagos ellenállásszelvényeiből vehetjük, mivel a GRK szelvényre a közvetlen geoelektromos környezet, a fúrás körüli ellenállás-eloszlás jelentős befolyást gyakorol. Nem szabad szem előtt tévesztetni, hogy a mélyfúrási geofizikai szelvény többnyire csak látszólagos paramétereket ad, így a kiindulási paraméterek meghatározásában célszerű figyelembe venni a terület általános geoelektromos felépítését — és ha vannak ilyenek — a korábban már feldolgozott fúráspárok értelmezési tapasztalatait is.

Ha a paraméterek interaktív változtatásával sikerül a mérthez hasonló elméleti szelvényt előállítani, akkor ez a szelvények jellegzetességein alapuló

kvalitatív értelmezés mellett már kvantitatív bizonyítékot szolgáltat a széntelep nyugodt, a két fúrás között folytonos településére. Ha még 15–20 kísérlet után sem sikerül jó egyezést elérni, ez arra utal, hogy a tényleges földtani modell nagyon eltér a horizontálisan rétegzettől (azaz az egydimenzióstól). Az eltérés oka elsősorban a nagy ellenállású réteg, a széntelep nem folytonos volta lehet. Ennek felismerése után becslést lehet adni a szakadás helyére is.

A GRK módszer alkalmazása

GRK méréseket eddig a dubicsányi, oroszlányi és mányi szénkutatási területen végeztünk. A legjobb eredményeket a dubicsányi területen kaptuk, ahol mintegy 30 fúráspár adatainak feldolgozásával sikerült meghatározni a földtani felépítés fő jellemzőit.

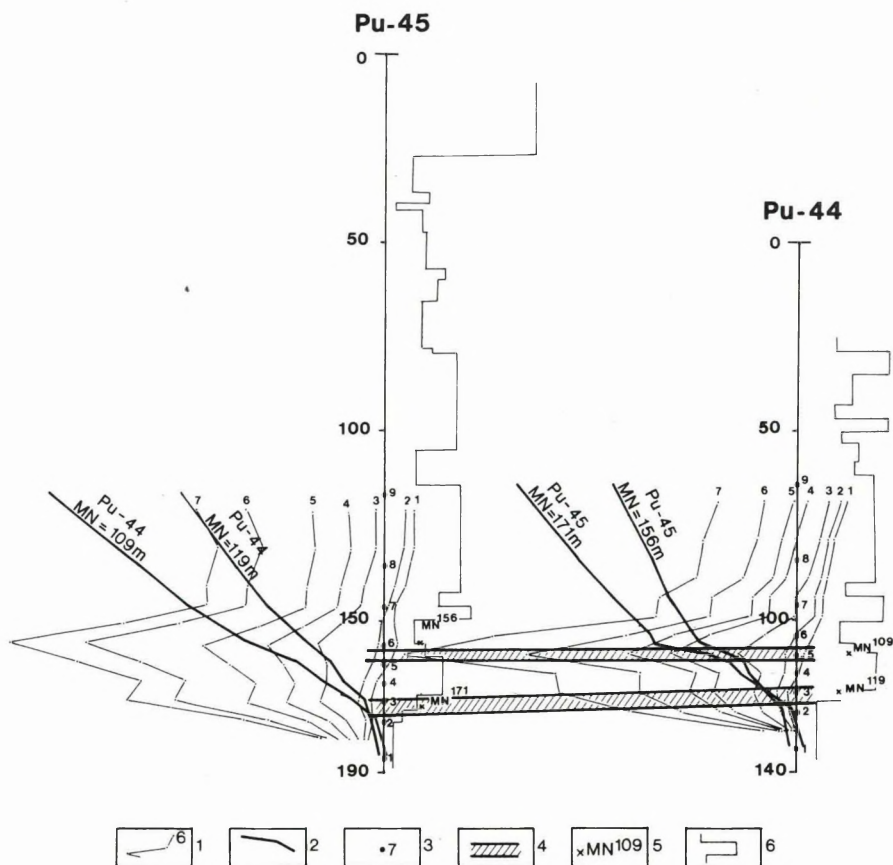
A dubicsányi terület DNy-i részén levő fúráspárban mért szelvényeket mutatja a 69. ábra. Szembetűnő, hogy értelmezésre alkalmas anomáliák csak a telep felső padjánál alakultak ki, az alsó padnál a hatás alig vehető észre. Pedig az átlagolt ellenállás-szelvényeken a két pad ellenállása eléggé hasonló és alig tér el a beágyazó kőzet ellenállásától. Az ellentmondás látszólagos. A valóságban a felső pad nagyobb ellenállású, jó minőségű barnakőszén, az alsó viszont kisebb ellenállású agyagos szén (szenes agyag), ezt a különbséget az átlagolt ellenállásslévény nem tükrözi.

A mérési elrendezés méretei és az ellenállás, valamint vastagság paraméterek alapján a megbízható rétegvastagság 170 m, valamivel kisebb, mint a tényleges vastagság. A Pu-44 fúrásban mért 4. potenciálkülönbség görbe nullátmenete 77 m-ben van, ebből az anizotrópia számított értéke $\lambda = 1,4$. A szelvényeken fellelhetők mindazok a jellegzetességek, amelyek alapján a kiértékelés elvégezhető. A dipól potenciál szelvények alakjából és a nullátmeneteknek közvetlenül a telep alatti elhelyezkedéséből következik, hogy a széntelep a két fúrás közötti térrészben folyamatos.

Eddigi tapasztalataink alapján elég nagy biztonsággal kijelölhetők a szénbányászkodás számára azok a területek, amelyeken a telep zavarmentes, folytonos településű, dőlése sem nagy és a telepvastagságnál nagyobb elvetési magasságú vető megléte kizárható. A következő lépés a vetős szerkezetek geometriájának pontos meghatározása. A lehetőség erre is megvan, de csak a kvantitatív számítógépes értelmezés nagyobb mértékű alkalmazásával.

A GRK mérések helye a kutatásban

GRK méréseket mind a tervezés, mind a termelés időszakában célszerű végezni. A tervezést megelőző részletes kutatási fázisban egy-egy alapszelvényben becsülhető, hogy az egymástól elég távol — például Dubicsányban 2–300 m-re — levő fúrások között van-e vető vagy nincs. Ez a termelés irányítá-



69. ábra. A GRK mérések eredményei egy dubicsányi fúrás párban

1 — terepen mért potenciálkülönbség-görbe a hozzá tartozó A^+ megjelölésével; 2 — a széntelep közelében mért anomális értékekből szerkesztett dipól potenciálgörbe; 3 — az A^+ tápelektroda helye a fúrásban (B_∞); 4 — a fúrástól fúrásig értelmezett széntelep; 5 — a dipól forrás vonatkozási pontja; 6 — átlagolt karotázs-ellenállás görbe

Fig. 69. Results of GLT (geoelectric layer tracing) measurements in a pair of boreholes, Dubicsány

1 — potential difference field curve with the corresponding A^+ location; 2 — dipole potential curve constructed from anomalous values measured at the coal seam; 3 — location of current electrode A^+ in the borehole (B_∞); 4 — coal seam interpreted to be continuous between the two boreholes; 5 — reference point of the dipole source; 6 — averaged resistivity log

Рис. 69. Результаты измерений МЭК по паре скважин на месторождении Дубичань

1 — кривая разностей потенциалов, измеренных в поле, с обозначением соответствующего A^+ ; 2 — кривая дипольных потенциалов, составленная по аномальным значениям, полученным по угольной залежи; 3 — положение питающих электродов A^+ в скважине (B_∞); 4 — угольная залежь, полученная путем интерпретации от скважины к скважине; 5 — положение источника диполя (дипольного источника); 6 — усредненная кривая сопротивлений по электрокаротажу

sához már nem elegendő. A sűrítő fúrásokban elvégzett GRK mérésekkel már sokkal pontosabb információ nyerhető, a kisebb fúrástávolság kedvezőbb körülményeket teremt a mérésekhez.

Annak ellenére, hogy a GRK mérés során a fúrások segítségével közelebb kerülhetünk a kutatandó objektumhoz és a felszíni mérésekénél nagyobb felbontóképességet érhetünk el, nem lenne helyes a GRK módszert önállóan alkalmazni. Sokkal helyesebb egy olyan kutatási módszeregyüttes részévé tenni, amelyben a GRK által szolgáltatott adatokat fúrási, mélyfúrási és felszíni geofizikai adatokkal együtt lehet értelmezni. Így a hazai szénkutatás számára megbízhatóbb és pontosabb információkat lehet szolgáltatni.

2.2.3 Szénhidrogén-kutatás geoelektromos módszerekkel*

A nem szerkezethez kötött CH telepek kialakulására az Alföldön elsősorban a pannon összletekben voltak kedvező feltételek. A geoelektromos, de még a legnagyobb felbontóképességű szerkezetkutató szeizmikus módszerekkel sem mutathatók ki azok a kis amplitúdójú boltozatok, amelyekben belül a porózus képződményekben felhalmozódtak a szénhidrogének. Akár a telepek kialakulásához vezető elsődleges, akár a telepek létrejötte után végbemenő másodlagos migráció a fedőösszletben olyan fizikai paraméter-változásokat okozhatott, amelyek lehetővé teszik a szénhidrogének jelenlétének geoelektromos módszerekkel való közvetlen kimutatását, a telepek lehatárolását.

A következőkben Battonya környékén, pannon képződményekben 700–1200 m mélységben elhelyezkedő, néhány km átmérőjű gázlencsék felett végzett mesterséges frekvenciaszondázások, magnetotellurikus, természetes és gerjesztett potenciálmérések eredményeit mutatjuk be. A méréseket az 1983. Évi Jelentésben leírt területen és attól mintegy 20 km-re, Kaszaper környékén hasonló geológiai–geofizikai felépítés mellett mértünk. A mérési elrendezések vázlatát a 70. és 71. ábrán mutatjuk be.

A gerjesztett polarizációs méréseket időtartományban végeztük. A 15–20 s hosszúságú áramimpulzusok hatására keletkező lecsengési görbékkel először a dinamikus paramétereket határozzuk meg, vagyis exponenciálisok összegére bontjuk azt az

$$U_{(t)} = \sum w_i e^{-t/\tau_i} + w_0$$

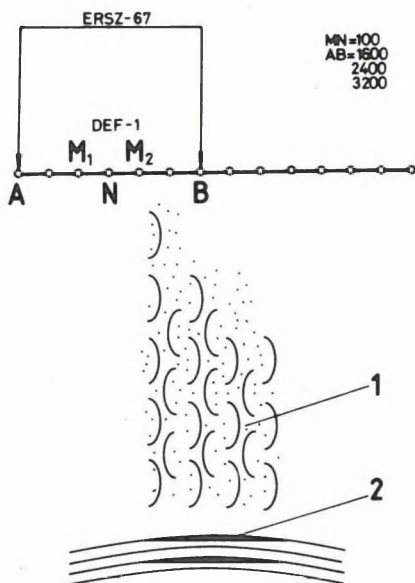
összefüggés alapján, ahol

w_i — a lecsengési görbét megközelítő i -edik exponenciális tag amplitúdója,
 τ_i — az i -edik exponenciális tag időállandója; w_0 — a maradék tag.

A 72. ábrán a KASZ-1 szelvény 35. pontján AB=1600 m-es elektródátávolság mellett regisztrált lecsengési görbét láthatunk (körök). A lecsengési görbe két különböző fizikai folyamat összegeként alakul ki. Az indukciós folyamatok időállandója rövidebb, mint a gerjesztett polarizációé, amplitúdója negatív és

* Csörgei J., Lada F.

az adott viszonyok mellett nagyobb abszolút értékű. Ezért mintegy 0,3 s-ig az indukciós rész hatása az uralkodó, ezután pedig a GP-é. Lecsengő görbéinket ezért általában 1–2 indukciós tagot (negatív amplitúdó) és 1–2 gerjesztett polarizációs tagot (pozitív amplitúdó) tartalmazó exponenciálisok összegére bontjuk. A dinamikus paraméterek az ábrán *-gal vannak feltüntetve, amelyek értékeit Marquardt-eljárás alapján illesztéssel HP 9845B számítógépen határozzuk meg. A legjobb paraméterek segítségével számított görbe folyamatos vonalként látható az ábrán. Feltüntetettük még a differenciális polarizálhatóság (dP) mért (+) és számított (folyamatos vonal) értékeit is.



70. ábra. Gerjesztett polarizációs mérések telepítésének vázlata

1 — piritkémény; 2 — szénhidrogéntelep

Fig. 70. Field layout for induced polarization measurements

1 — pyrite chimney; 2 — hydrocarbon deposit

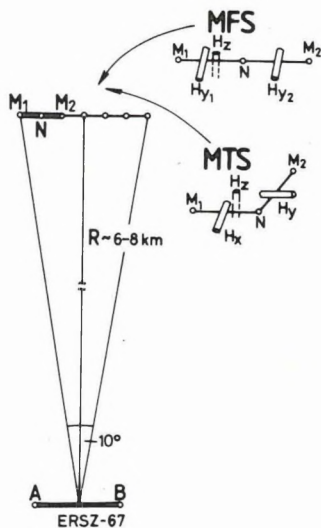
Рис. 70. Схема установки измерений методом ВП

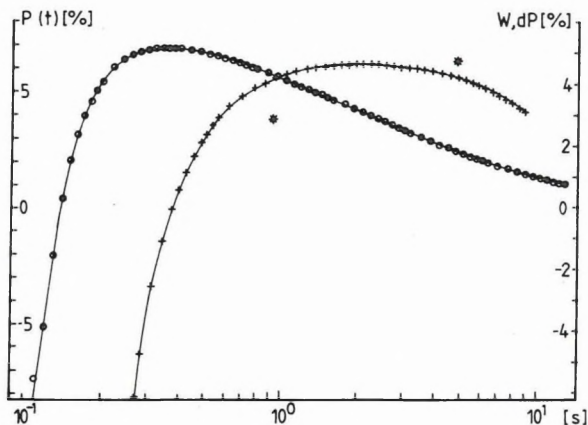
1 — пиритовая труба; 2 — залежь углеводородов

71. ábra. MFS és MTS mérések telepítésének vázlata

Fig. 71. Field layout for controlled source frequency soundings (MFS) and magnetotelluric soundings (MTS)

Рис. 71. Схема установки измерений методами ЧЗ (MFS) и МТЗ (MTS)





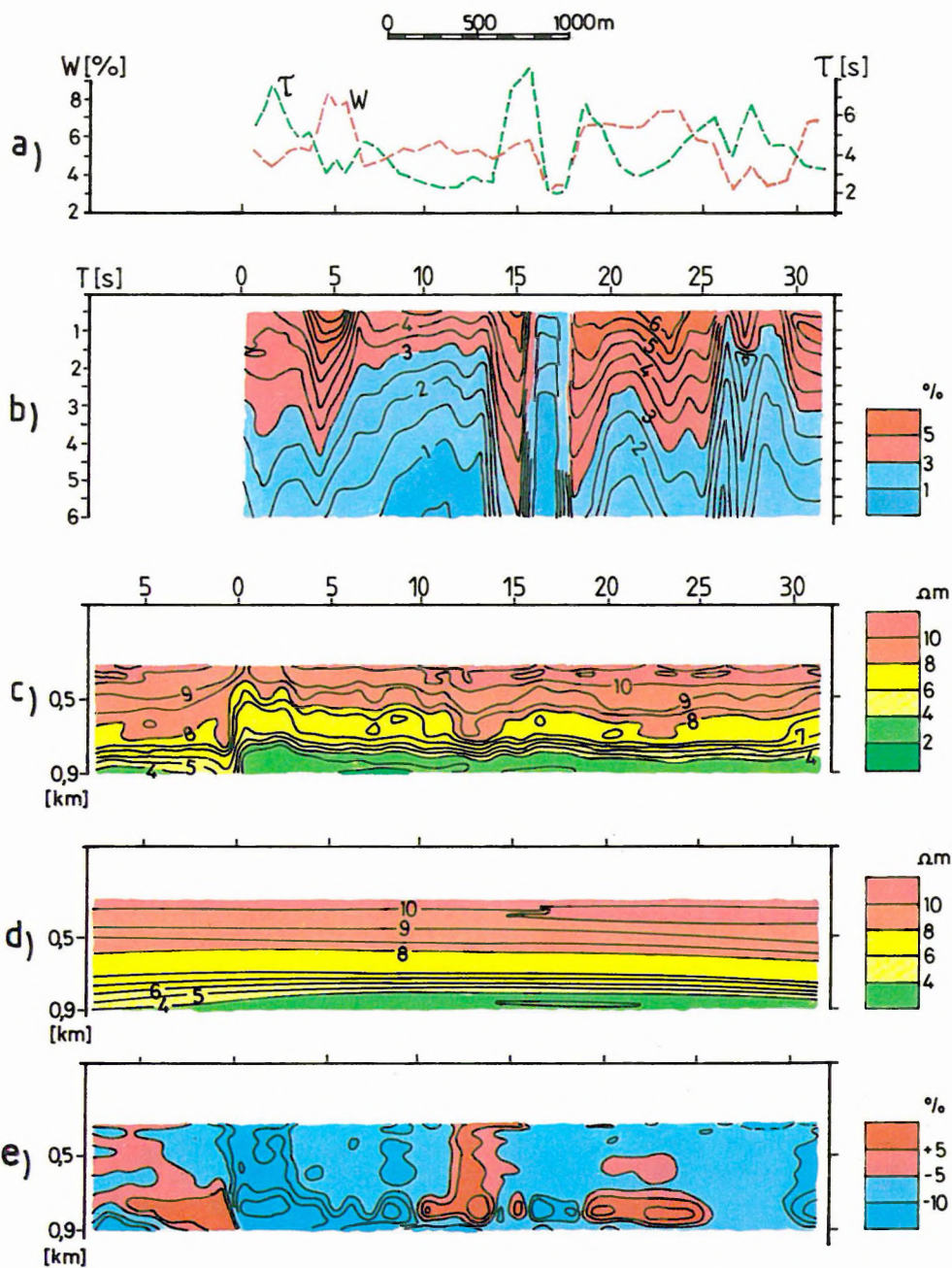
72. ábra. A KASZ-1/35 pont gerjesztett polarizációs mérésének feldolgozása

Fig. 72. Data processing of IP measurements at station KASZ-1/35

Рис. 72. Обработка результатов измерений методом ВП по точке KASZ-1/35

A 73/a ábrán ábrázoltuk a BAT-1 szelvény mentén AB=2400 m-es elektródátávolság mellett kapott lecsengési görbék gerjesztett polarizációs paramétereinek szelvénymenti változásait. A 73/b ábrán a látszólagos polarizálhatóság-idő szelvényt mutatjuk be, amelyet úgy kapunk meg, hogy a mért lecsengési görbéből levonjuk az indukciós tagokat és az állandó tagot (w_0), majd a maradék értékeket — a látszólagos polarizálhatóságokat — szelvény mentén ábrázoljuk az idő függvényében. Látható, hogy mind az exponenciális amplitúdó (w) és időállandó (τ), mind a látszólagos polarizálhatóság szelvényeken a gáz-víz határ közelében (15–16, 18–19 és 25–26 pont) relatív maximum-minimum párok alakultak ki.

Speciális elrendezésű ötkomponenses (E_{X1} , E_{X2} , H_{Y1} , H_{Y2} , H_Z) mesterséges frekvenciaszondázásokat végeztünk a 300–1200 m-es mélységtartományba tartozó összlet lokális inhomogenitásainak vizsgálatára. A méréseket ERSz-67 generátorállomással (maximum 30 A áramerősséggel) és DEF-1 digitális jelrögzítő berendezéssel végeztük az 1–30 Hz frekvenciatartományban (szondázási pontonként 104 diszkrét frekvencián), dipól ekvatoriálishoz közeli elrendezésben. Adódipólként AB=2000 m-es, illetve 2500 m-es földelt elektromos dipólt használtunk, míg a vevő oldalon az adóval párhuzamos elektromos teret (E_X) MN=100 m-es vevődipólokkal, az adóra merőleges és a függőleges mágneses teret (H_Y és H_Z) indukciós szondákkal mértük, az adódipól egyenlítőjétől mindkét irányban 1000–1250 m-es távolságig. Az adó- és vevővonal távolsága (R) 6–8 km volt (71. ábra), amely elegendően nagy ahhoz, hogy az alkalmazott frekvenciatartományban és a mért látszólagos fajlagos ellenállások mellett a szondázásokat hullámtartományban végezzük. Így az MFS



73. ábra. BAT-1 geoelektromos szelvény

- a) GP amplitúdó- (W) és időállandó (τ) szelvény
- b) A GP lecsengési görbékből szerkesztett látszólagos gerjeszthetőség (%) időszelvénye
- c) Az adóval párhuzamos elektromos térből számított fajlagos ellenállás (ρ_{E_x} Ωm) szelvény
- d) Regionális fajlagos ellenállás ($\hat{\rho}_{E_x}$ Ωm) szelvény
- e) Reziduál szelvény $[(\rho_{E_x} - \hat{\rho}_{E_x}) / \hat{\rho}_{E_x} \cdot 100]$ (%)

Fig. 73. Geoelectric profile BAT-1

- a) Profiles of IP amplitude (W) and time constant (τ)
- b) Time section of apparent polarizability (%) constructed from IP decay curves
- c) Apparent resistivity (ρ_{E_x} , Ωm) section calculated from the electric field parallel to the transmitter dipole
- d) Regional apparent resistivity ($\hat{\rho}_{E_x}$ Ωm) section
- e) Residual resistivity section $[(\rho_{E_x} - \hat{\rho}_{E_x}) / \hat{\rho}_{E_x} \cdot 100]$ (%)

Рис. 73. Геоэлектрический профиль БАТ-1

- a) Профили амплитуд (W) и постоянных времени (τ) ВП
- b) Профиль зависимости кажущейся поляризуемости (%) от времени, построенная по кривым затухания ВП
- c) Профиль удельных сопротивлений (ρ_{E_x} , ом), рассчитанная по электрическому полю, параллельному передатчику
- d) Профиль региональных удельных сопротивлений ($\hat{\rho}_{E_x}$, ом)
- e) Профиль остаточных сопротивлений $[(\rho_{E_x} - \hat{\rho}_{E_x}) / \hat{\rho}_{E_x} \cdot 100]$ (%)

mérések vonatkozási pontja a vevő helyén van. A dipól ekvatoriális elrendezéstől való eltérést a feldolgozás során, a geometriai koefficienseknél vettük korrekcióba.

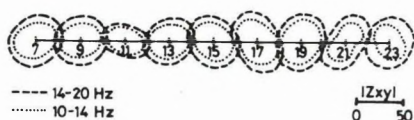
A mérések feldolgozása R-35 és HP 9845B típusú számítógépen történik. Az egyedi szondázási görbékéből látszólagos ellenállás-mélység szelvényeket szerkesztünk, majd ezeket az 1983. évi jelentésünkben leírt módon két összetevőre, regionális és maradék tagra bontjuk. A 73/c, d és e ábrán a BAT-1 szelvény látható, a 350–900 m mélységintervallumban ($N=2$ és $K=10$ fokú polinommal közelítve, szemben az 1983. Évi Jelentés 52. ábrájával, ahol $N=5$ és $K=10$ volt). Függőleges irányban az ellenállásértékek monoton csökkenése figyelhető meg, míg vízszintesen kis mértékű ellenállás-változások láthatók. A maradék anomália szelvényen a GP anomáliákkal megegyező helyen a 0–14 és a 19–26 szelvénytartományok között anomáliák jelentkeznek a 700–800 méteres mélységben.

A nem szerkezethez kötött CH-telepek környezetében kialakult geofizikai paraméter-változások — elsősorban geoelektromos inhomogenitások, a gáztelepek határain vagy felette elhelyezkedő „kéményszerű” ellenállás és gerjesztett polarizációs változások — és szovjet példák ahhoz az elhatározáshoz vezettek, hogy magnetotellurikus szondázásokat végezzünk ilyen környezetben. A méréseket digitális jelelvezéssel DEF-1 típusú magnetotellurikus műszerrel a 0,5 Hz–20 Hz frekvenciatartományban (71. ábra), MN=100 m-es elektródatávolsággal, 200 m-enkénti ponttávolsággal végeztük (kisebb elektródatávolságot a műszer elektromos paraméterei nem tesznek lehetővé). A mesterséges frekvenciaszondázásokhoz hasonlóan a magnetotellurikus mérésektől sem azt vártuk, hogy az egyedi szondázási görbékéből geoelektromos rétegeket határozzunk meg, hanem a természetes elektromágneses tér szelvénymenti változásait kívántuk követni. A magnetotellurikus impedanciaértékek meghatározása az ELGI-ben korábban elkészített, hagyományos magnetotellurikus méréseket feldolgozó programmal, R-35 számítógépen történik, időtartománybeli konvolúciós szűréssel. Az impedancia és mágneses polárdiagramokat HP 9845B típusú számítógéppel rajzoltatjuk.

A 74. ábrán a BAT-3 szelvényen korábbi években végzett mérések eredményeit mutatjuk be. A 10–20 Hz frekvenciához tartozó behatolási mélység (néhány száz méter) egyike sem éri el a gázt tartalmazó rétegek mélységét (750 m), és mégis, a polárdiagramok a vízszintes inhomogenitásokra, két- és háromdimenziós geoelektromos hatókra jellemző képet mutatnak. Rétegzett közeg felett az impedancia polárdiagramok kör alakúak, míg a függőleges és vízszintes mágneses tér kapcsolatát leíró mágneses tenzor értékei néhány század értékűek. Esetünkben azonban a 11. és 21. pont környezetében — a gáz-víz határ közelében — az impedancia polárdiagramok jelentős torzulásokat szenvednek, a mágneses polárdiagramokról pedig látható, hogy a tenzor értékei megközelítik, sőt meg is haladják az 1 értéket, azaz a függőleges mág-

neses változások nagysága összemérhető a vízszintes változásokéval. Ez is megerősíti azt a nézetünket, hogy a geoelektromos paraméter-változások nemcsak a CH-telepek közvetlen környezetében, hanem annál jóval kisebb mélységekben is létrejöhetnek, a gáz migrációjával kapcsolatos geokémiai folyamatok következtében.

A földtani–geofizikai modell reális megalapozásához a geoelektromos módszertani kísérleteket ki kell egészíteni a fúrások magmintáinak (vagy a fúróiszapnak) metallometriai elemzésével és a kutató, ill. termelő fúrásokban végzett GP szelvényezéssel. Összehasonlító vizsgálatokat kell végezni meddő területrészekben is, mind a felszíni kísérleti geoelektromos mérésekkel, mind a fúrólyukakban végzett vizsgálatokkal. Ahhoz, hogy a nem szerkezethez kötött CH-tárolók lehatárolására vagy felkutatására végzendő geoelektromos módszertani kísérletek eredményesek és reálisan értékelhetők legyenek, az érintett kutató és termelő intézményeknek összehangolt munkája szükséges.



74. ábra. Impedancia (Z_{xy}) és mágneses (X_{zx}) polárdiagramok a BAT-3 szelvény mentén

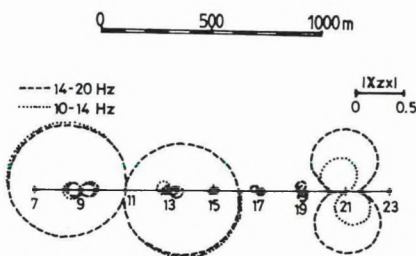


Fig. 74. Impedance (Z_{xy}) and magnetic (X_{zx}) polar diagrams along the profile BAT-3

Рис. 74. Импедансные (Z_{xy}) и магнитные (X_{zx}) полярные диаграммы по профилю БАТ-3

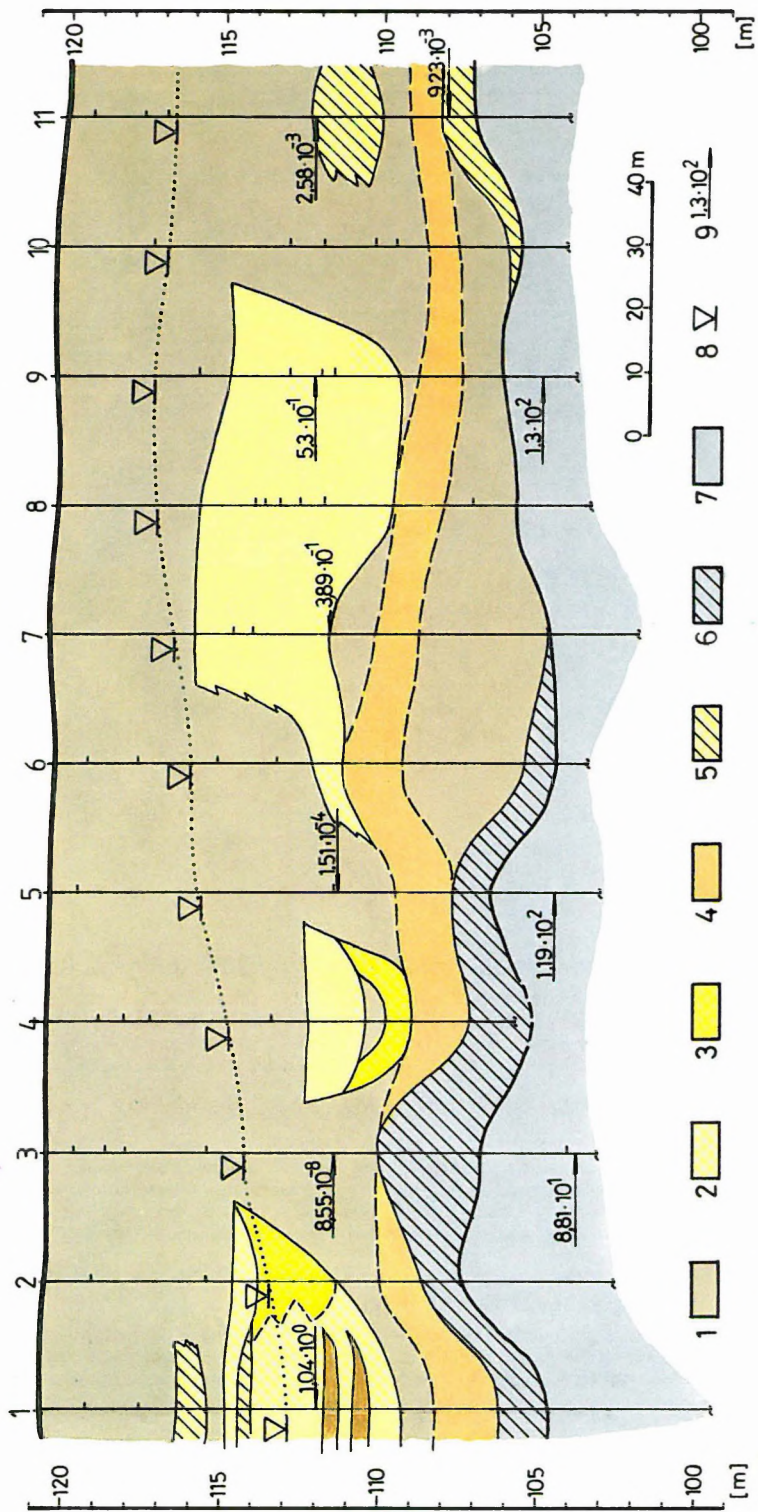
2.2.4 Mérnökgeofizikai szondázás módszertana

*A mérnökgeofizikai szondázás alkalmazási lehetőségei lignit külfejtés előkészítésére**

A Mátraaljai Szénbányák külszíni fejtéssel termel lignitet Bükkábránytól K-re, a Geszti-patak völgyében.

1985 őszén lehetőségünk volt arra, hogy a mérnökgeofizikai szondázás jelenleg rutinszerűen alkalmazott módszerével kísérleti jellegű kutatást végezzünk a területen, amelynek célja a fedőképződmény litológiai felépítésének, a lignit települési mélységének és anyagi minőségének, valamint a harántolt

* Dobrovolni K.



75. ábra. Kísérleti mérnökgeofizikai szelvény Bükkábránytól K-re

1 — vízzáró képződmények: uralkodóan agyag; 2 — félig vízzáró képződmények: uralkodóan iszapos homokliszt, homokos iszap; 3 — vízvezető képződmények: homok, durvahomok; 4 — igen nagy plaszticitású agyag; 5 — tőzeg; 6 — rétegzett, kísérő lignitlep; 7 — lignit; 8 — nyugalmi talajvízszint; 9 — a szivárgási tényező értéke (m/nap)

Fig. 75. Experimental engineering geophysical sounding profile to the east of Bükkábrány

1 — impermeable formations: predominantly clay; 2 — semi-impermeable formations: predominantly muddy silt, sandy mud; 3 — aquifers: sand, coarse sand; 4 — clay of very high plasticity; 5 — clay with organic matter; 6 — stratified secondary lignite seam; 7 — lignite; 8 — static water table; 9 — value of filtration coefficient (m·day⁻¹)

Рис. 75. Опытный инженерно-геофизический профиль восточнее месторождения Бюккабрань

1 — водоупор: в основном глины; 2 — низкокачественный водоупор: в основном илистые алевриты, алевритистые илы; 3 — водоносный горизонт: пески, грубые пески; 4 — глины сверхвысокой пластичности; 5 — торф; 6 — сопровождающая залежь слоистых лигнитов; 7 — лигниты; 8 — статическое зеркало грунтовых вод; 9 — коэффициент фильтрации (м/сут)

összlet különböző kifejlődésű képződményeiben a szivárgási tényezőnek a meghatározása volt. A behatolási mélység 15–21 m volt, 20 m-es ponttávolsággal, szelvényben telepített 11 ponton (75. ábra). A szivárgási tényező értékét 6 szondázásban, különböző minőségű képződményekben, 9 helyen határoztuk meg és a szelvény mentén uralkodó talajvízviszonyokat is megismertük. A fedőképződményt valamennyi szondázási ponton teljes vastagságában hárántoltuk, a lignitnek azonban csak a felső 1,5–7,0 m vastagságú szakaszáról kaptunk információt.

Habár a felső 10,5–15,8 m vastagságú összlet uralkodóan agyag, a szelvény mentén változatos rétegsor alakul ki. Az 1. szondázás félig vízzáró, félig vízvezető képződmények váltakozó rétegsorát tárta fel. Itt, mivel a felszínen jelenleg is egy időszakos vízfolyás található, valószínűleg már a völgy feltöltődésének egy korábbi időszakában is a vízfolyás árhullámai alakították ki a változatos üledéksort. A 4. és a 6–9. szondázásokban is a különböző szemcseméretű anyagok kevert változatait jelzik méréseink. Az 5. szondázásig a lignitre, a szelvény további szakaszán pedig a fedőösszleten belül települ egy igen nagy plaszticitású agyag. A 3. pont kivételével ez az agyag 1,0–2,1 m vastag. Természetes gamma aktivitása — az adott nukleáris mérőrendszerrel vizsgálva — az általában agyagnak minősített képződményekének kétszerese. Mechanikai ellenállása — nyomó- és nyírószilárdsága — gyakorlatilag nincs, a szonda behatolása során nagy viszkozitású folyadékként viselkedett. Térfogatsúlyának szélső értékei 2,02–2,26 t/m³. A meddő (fedő) letermelése során a már kialakított rézsű állékonyságát a képlékeny agyag nagymértékben veszélyezteti. E réteg megbízható kimutatása, amely fúrásokkal nehezen oldható meg, egyike legfontosabb eredményeinknek.

Vizsgálataink igazolják, hogy a lignitlepes összlet felszíne mérnökgeofizikai szondázással nagy pontossággal meghatározható, mert a természetes térfogatsúly 0,7–0,8 t/m³ értékkel, a természetes gamma aktivitás pedig mintegy 75–80%-kal csökken (agyag–lignit határ esetén). A lignit természetes térfogatsúlya 1,32–1,45 t/m³. Az 1–6. pontokon a lignit fedője egy 1,0–3,3 m vastag átmeneti összlet. Ebben olyan 20–30 cm vastag padok vannak, amelyeknek csúcsnyomása és természetes gamma aktivitása együtt csökken, illetve növekszik. A padok anyagi minőségének meghatározásához további vizsgálatok szükségesek.

A hidrológiai viszonyok megismerésével a bányagödör víztelenítésének tervezéséhez szolgáltatunk értékes információt. A vízzáró fedőképződményben mért nyugalmi talajvízszintek nyomás hatására alakultak ki. A lignit szivárgási tényezője 7–9 nagyságrenddel nagyobb, mint az igen jó vízzáró képességű agyagoké. Ebből következik, hogy a lignit víztelenítését már az agyag fejtése során kell megkezdeni, mert a fedőréteg kritikus vastagságánál hidraulikus talajtörés következettében, vagy a lignit felboltozódásának néhányszor 10 m² felületen történő átvágásával a nyomás alatti talajvíz a munkateret elárasztja.

Mérnökgeofizikai szondázásokkal már eddig is számos és igen eltérő kutatási feladatot oldottunk meg. A lignitkutatás által támasztott követelményeknek a jelenlegi módszeregyüttes csak részben tesz eleget. A művelés számára igen hasznos a csúszásveszélyes agyagrétegnek és a vízszint változásainak kimutatása, de a lignit részletes vizsgálata a módszer fejlesztését teszi szükségessé.

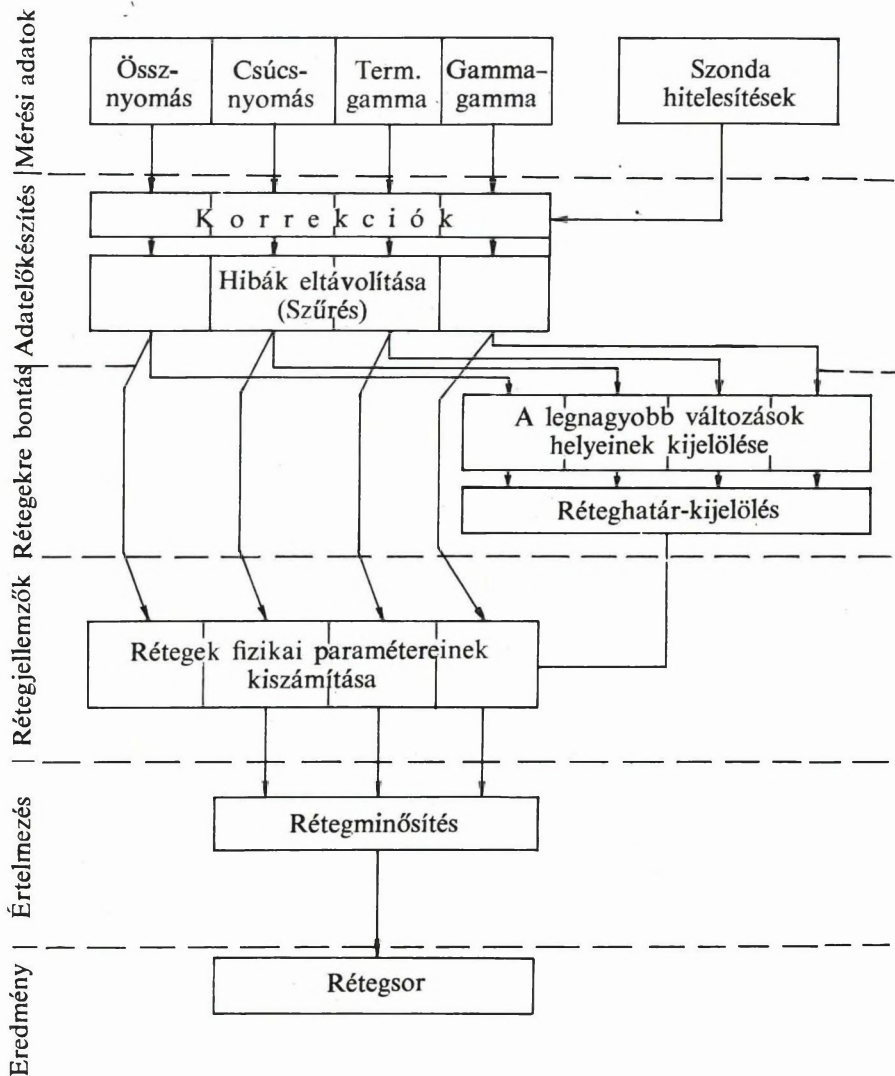
*Mérnökgeofizikai szondázások számítógépes értelmezése**

A mérnökgeofizikai szondázás egyre jelentősebb szerepet kap a felszínközeli laza üledékek kutatásában. A mérési adatok mennyiségének növekedése megkövetelte a réteghatárok számítógépes kijelölésének és az automatikus rétegminősítésnek a megvalósítását. Az alábbiakban ismertetendő program, amelynek folyamatábrája a 76. ábrán látható, Commodore 64 számítógépen futtatható és a terepen mért négy adatsorból (össznyomás, csúcsnyomás, természetes gamma és gamma-gamma) meghatározza a rétegsort és ezt szemléletes formában meg is jeleníti.

A mérési adatok feldolgozása és értelmezése, mint azt a folyamatábra is mutatja, több lépésben történik:

1. Az adatelőkészítés során egydimenziós szűrőkkel eltávolítjuk a mérési adatokat terhelő különböző hibák túlnyomó részét. A hibák lehetnek egyediek (méréstechnikai eredetűek), másrészt statisztikusak (a radioaktív sugárzás időbeli ingadozása és a rétegek mikroszerkezete miatt fellépő ingadozások).
2. A javított adatok alapján a réteghatárok kijelölése két lépésben történik. Először csatornánként keressük meg a legnagyobb változások helyeit, majd a program az összes csatorna információinak együttes értékelése alapján választja ki a réteghatárként értelmezhető szakaszokat. A kiválasztásban a különböző csatornák más és más súllyal szerepelnek. A súlyt egyrészt az határozza meg, hogy a réteghatár kijelölése szempontjából melyik csatorna adatai a legfontosabbak, másrészt pedig az, hogy az egyes csatornák mért értékeiben mekkora változás szükséges és elégséges a litológiai változás egyértelmű felismeréséhez.
3. Az egyes rétegekre jellemző paraméterek kiszámítása egyszerű átlagolással történik, de az átlagolásból kihagyjuk az átmeneti szakaszokat.
4. Az értelmezést, azaz a rétegek földtani minősítését jelenleg a program csak alluviális képződmények esetén tudja elvégezni. Ugyanis ilyen képződmények kutatásában van a legnagyobb tapasztalatunk és ezek felismerésére tudtuk megtanítani a számítógépet. Ha a rétegek három fő jellemzőjét (a törőszilárdsággal arányos csúcsnyomást, az agyag–iszap tartalommal arányos természetes gammaaktivitást és a térfogatsúlyal

* Fejes I.



76. ábra. A mérnökgeofizikai szondázási adatok számítógépes feldolgozásának folyamatábrája

arányos gamma-gamma értékeket) egy térbeli derékszögű koordináta-rendszer tengelyein ábrázoljuk, akkor egy adott réteg paraméterei egy térbeli pontot határoznak meg. A legfontosabb közzétípusokat méréseink alapján a paraméterek többé-kevésbé széles intervalluma jellemzi, azaz koordináta-rendszerünkben egy-egy térrész (77. ábra). Ezek a térrészek egymástól eléggé elkülönülnek. Ezért a mérésekből meghatározott és egy adott réteget reprezentáló pont és a mérések alapján meghatározott, különböző földtani képződményeket reprezentáló térrészek súlypontjának távolsága alapján eldönthető, hogy a mért adathármashoz melyik képződmény áll legközelebb.

Eddigi tapasztalataink szerint a rétegsort a számítógép gyorsan kiírja. Bár kisebb mértékű javításokra szükség lehet, de az objektív kritériumok alapján szerkesztett rétegsor igen jó kiindulási alapot jelent a mérési terület sajátosságait is jól ismerő értelmező geofizikus számára.

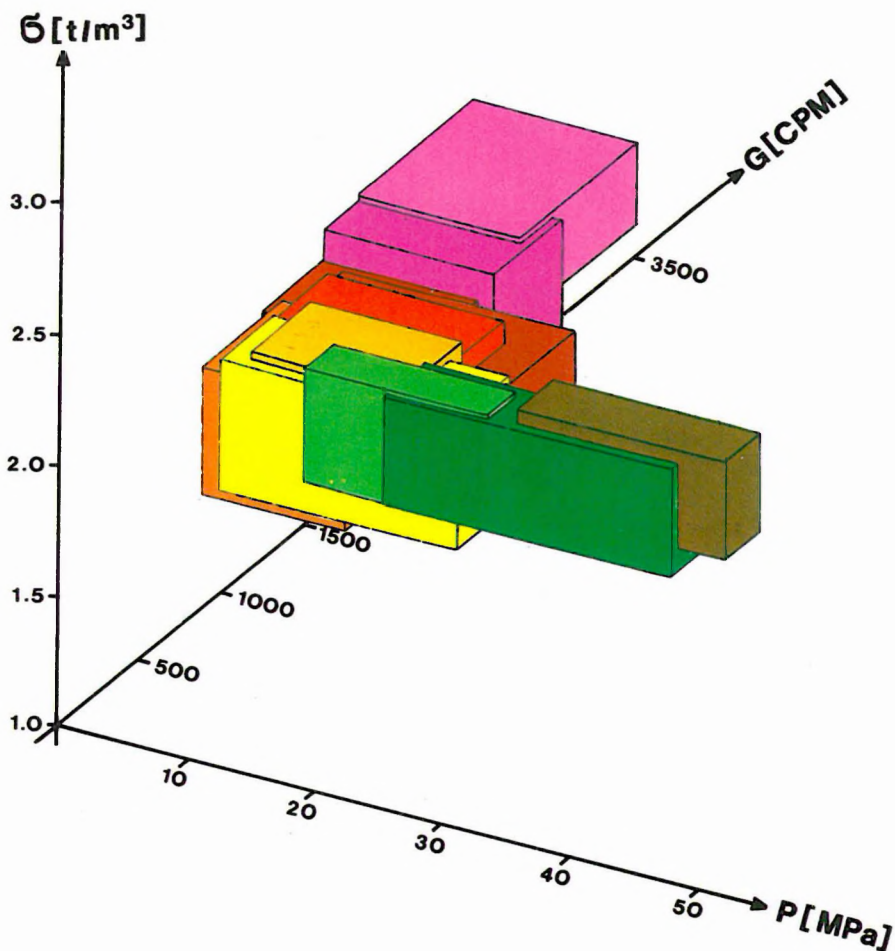
2.2.5 Terepi adattároló és előfeldolgozó egységek geofizikai műszerekhez*

Az elektronika fejlődése lehetővé, sőt szükségessé tette, hogy egyre több geofizikai műszerhez csatlakoztassunk adattárolót. A lehetőséget az teremte meg, hogy olyan nagyon kis fogyasztású, ugyanakkor elegendően nagy kapacitású szilárdtest-memóriák építhetők (nem gépkocsiba épített műszernél elsősorban ezek jöhetnek szóba), amelyeknek súlyuk, méretük — és ami szintén lényeges — áruk is kedvező a mérőműszeréhez képest. Így már olyan műszerekhez is lehet „elektronikus jegyzőkönyvet” készíteni, amelyeknél ugyan nem feltétlenül szükséges, de kényelmesebbé, gyorsabbá teszi a terepi munkát és a feldolgozást.

Egyre bővül azonban azon berendezések köre is, amelyek csak adattárolóval együtt használhatók. A mérés technika alapvető átalakulása révén lényegesen megnőtt az egyetlen terepi munkanap alatt mérhető információ mennyisége (ugyanazt gyorsabban méri a műszer, vagy olyasmit is megmér, amire eddig gondolni sem lehetett, például a protonprecessziós magnetométer, illetve a lecsengési görbe sok pontját mérő GP műszer). De megváltozott a mért adatok feldolgozása is. Az adatok nagy száma, a bonyolult matematikát igénylő feldolgozási módszerek miatt egyre több geofizikai módszernél van szükség a számítógépre, ezért a mérési adatokat célszerű már eleve a számítógép számára érthető formában tárolni és lehetővé tenni a közvetlen kapcsolatot mérőműszer és számítógép között. Azon módszereknél, ahol ezek a követelmények nagyobbak, az adattároló — magnetofon — már régóta szerves része a terepi műszernek (szeizmikus vagy magnetotellurikus berendezések).

A számítástechnika terepre vitele azonban minőségi változásokkal is jár.

* Simon P., Verő L., Vincze L.



77. ábra. Különbféle földtani képződményeket jellemző térrészek a csúcshőnyomás (P) – gamma aktivitás (G) – térfogatsúly (σ) koordináta-rendszerben, agyagtól (lila) homokos kavicsig (olajzöld)

Fig. 77. Cubes characterizing different geological formations in the peak pressure (P) – gamma-ray (G) – bulk density (σ) coordinate system, from clay (purple) to sandy gravel (oil-green)

Рис. 77. Пространственные области, характеризующие различные геологические образования от глин (лиловый цвет) до песчаных галечников (масляно-зеленый цвет) в системе координат давление на острие (P) – гамма-активность (G) – объемный вес (σ)

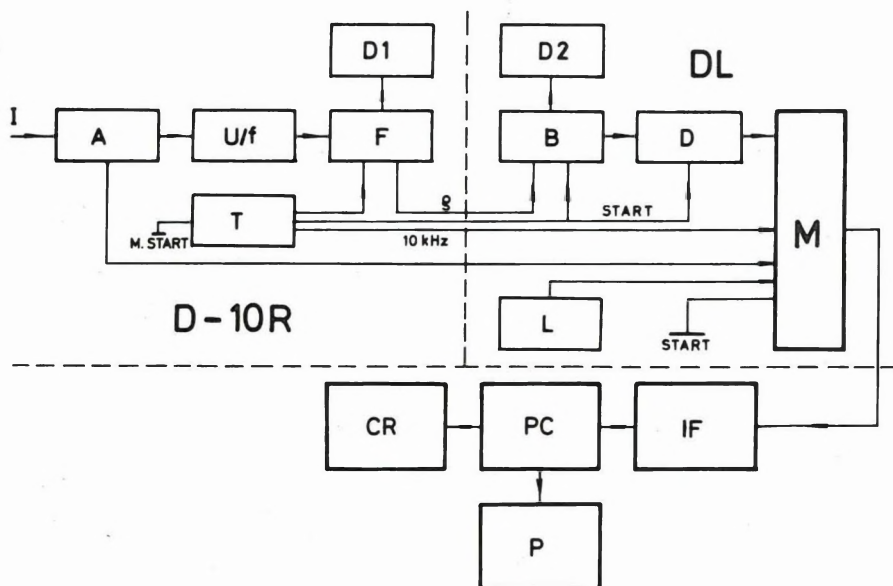
A közvetlen adatgyűjtés és adatátvitel csökkenti a tévedés lehetőségét, javítja a mérések megbízhatóságát. Néhány geoelektromos módszernél ezen felül a feldolgozást vagy a feldolgozás egyszerűsített formáját terepen elvégezve szinte a méréssel egyidőben előzetes értelmezést is lehet adni. Ennek alapján akár fúrást is lehet telepíteni, sokkal gyakoribb és fontosabb azonban az, hogy a mérés paramétereit megfelelő információ birtokában módosítani, javítani lehet.

A 70-es évek végén megjelenő adattárolóknak két alapvető típusuk alakult ki. Az egyik a legmesszebbmenőkig figyelembe veszi egy adott műszer jellemzőit és a geofizikai résszel szinte elválaszthatatlan egységet alkot (például a memóriás magnetométerek). A másik típus általában igényt tart az „univerzális” jelzőre és feltételezi, hogy a műszerek idomulnak hozzá, azaz a műszerre kerül egy olyan kimenet, amelyen az adatok és egyéb jelek megadott formában jelennek meg és így összekapcsolható az adattároló bemenetével. Ennek a megoldásnak az elterjedését segítik elő a különböző szabványos kapuk (például RS 232). Az általános célú berendezések többnyire drágábbak, hiszen többet kell tudniuk, mint ami egyetlen műszerhez való illesztéshez szükséges, ezért ezeket főként a nagyobb értékű műszerekben, az előfeldolgozást is igénylő módszereknél lehet gazdaságosan alkalmazni. Nem tudtak igazán népszerűvé válni azok a félmegoldást jelentő egységek, amelyekbe a műszerről leolvasott adatokat csak a billentyűzet segítségével lehet bevenni.

Az ELGI geoelektromos műszerfejlesztése 1985-ben jutott el odáig, hogy a D-10R műszerhez létrehozta a terepi adatgyűjtőt, egy kisméretű számítógépből pedig kialakított egy általános célú adatgyűjtő- és előfeldolgozó egységet és ez két elektromágneses műszerrel is összekapcsolható (Maxi-Probe és EM-31).

A D-10R kiválasztásában szerepet játszott, hogy a mért adatok tárolása viszonylag egyszerű feladat. A műszer egyetlen geofizikai paramétert, látszólagos fajlagos ellenállást közvetlenül mér, az adattárolás előtt nincs szükség A/D konverzióra vagy aritmetikai műveletekre. Ugyanakkor a különböző mérési eljárások különböző feldolgozást igényelnek, ezért ezt célszerű kiválasztani. A hagyományos ellenállásmérő eljárások mellett figyelembe kellett venni egy újat is, a geoelektromos rétegkorrelációt. Egyetlen fúráspáron egy nap alatt több száz adatot is kell mérni és két egymást követő adat között akár két nagyságrend különbség is lehet. A mérést minél gyorsabban (a fúrás szempontjából a mérés holtidő), ugyanakkor hibátlanul kell elvégezni és ugyanígy kell vezetni a jegyzőkönyvet is, az egész méréssorozat megismétlésére gyakran nincs lehetőség.

Elsősorban a felszíni mérések céljaira, de a rétegkorrelációs eljárás kívánalmait is figyelembe véve készült el az az adattároló, amelynek vázlatos felépítése a 78. ábrán látható. Legfontosabb része a CMOS RAM-okból felépülő 2 kbyte-os memória (M). Bár az alapfeladat a mért értékek tárolása, ez az egység



78. ábra. A D-10R ellenállásmérő műszerhez kapcsolt adattároló felépítése
D-10R — ellenállásmérő műszer; DL — adatgyűjtő; I — bemenő analóg jel; A — analóg erősítő; U/f — feszültség-frekvencia átalakító; F — digitális szűrő; T — kvarcoszcillátoros vezérlő áramkör; D1 — a D-10R kijelzője; B — átmeneti tár; D — átlagoló; D2 — az adattároló kijelzője; M — 2 kbyte-os tároló; PC — zsebszámítógép; CR — kazettás magnetofon; IF — csatoló; P — nyomtató-plotter; M START — mérés indítása; START — kiolvasás-beírás indítása; L — alcím

Fig. 78. Block diagram of the data logger connected to the resistivity meter D-10R

D-10R — resistivity meter; DL — data logger; I — analog input signal; A — analog amplifier; U/f — voltage/frequency converter; F — digital filter; T — timing unit; D1 — display of D-10R; B — buffer memory; D — averaging unit; D2 — display of data logger; M — 2 kbyte memory; PC — pocket computer; CR — cassette recorder; IF — interface; P — plotter-printer; M START — measurement start; START — read-write start; L — label

Рис. 78. Устройство накопителя данных, подключенного к прибору D-10R по измерению сопротивлений

D-10R — прибор по измерению сопротивлений; DL — накопитель данных; I — входящий аналоговый сигнал; A — аналоговый усилитель; U/f — преобразователь напряжение-частота; F — цифровой фильтр; T — управляющая цепь на кварцевом осцилляторе; D1 — сигнализатор прибора D-10P; B — переходная память; D — усреднитель; D2 — сигнализатор накопителя данных; M — память на 2 килобайта; PC — калькулятор; CR — кассеточный магнитофон; IF — интерфейс; P — печатающее устройство — плоттер; M START — начало измерений; START — начало отсчета-записи; L — подзаголовок

bizonyos adattömörítést is végez. Szinte minden esetben legalább kétszer kell leolvasást végezni, akár a rossz mérés felismerésére, akár a mért adat megbízhatóságának ellenőrzésére. Tárolni azonban nem az egyedi mérési eredményeket, hanem ezek átlagát célszerű. Ezért a mérőműszerből a soros adatok, a mért ρ értékek egy átmeneti tárba (B) kerülnek. Ebben 2, 4 vagy 8 mérés adatai összegeződnek. A tárba való beírásra kiadott parancs (START) után először átlagszámítás (D) történik, majd az átlagérték 3 decimális karakter formájában, 0-tól 999-ig automatikusan növekvő sorszámmal vagy címmel jelölve kerül a tárba. A mért ρ érték nagyságrendjének meghatározásához tárolni kell a műszeren beállított erősítésfokozatot (A) is. Ez, megfelelő kód formájában az elé az átlagérték elé kerül, amelyre vonatkozik, lehetetlenné téve a nagyságrend hibás meghatározását.

A számítógépes feldolgozás során gyakran van szükség arra, hogy az adatok mellett valamilyen információt (például az elektródaelrendezés típusa, ismétlődő mérés stb.) is tároljunk. Ez a kód egy 0 és 9 közti decimális karakter, amit alcímként (L), kódtárcsával lehet bevinni a tárba.

Az átmeneti tárba került téves adat törölhető. Az adattárolóba került, jónak ítélt adatok viszont véletlenül sem írhatók át.

Az egész adattároló egység egyetlen kártyából épül fel és a műszerfedélben van elhelyezve. Táplálása 4 kisméretű akkumulátorral történik. Mivel a műszer kikapcsolása után az adattároló készenléti állapotba kerül, a fogyasztás minimálisra válik és így az adatok akár fél évig is megmaradnak a memóriában.

Terveink szerint minden D-10R műszerhez két ilyen adattároló egység tartozik. Míg az egyik a terepen gyűjti az adatokat, a másik a terepi irodában van és egy interface (IF) segítségével a benne tárolt adatokat átvisszük például egy PTA-4000 típusú számítógépbe (PC). Ennek a kisméretű számítógépnek a kapacitása elegendő az egyenáramú geoelektromos mérések feldolgozásához szükséges adatok befogadására, vagy az adatok olyan javítására, előfeldolgozására, majd kazettás magnetofonon (CR) való rögzítésére, amely megnyitja az utat bármely nagyobb kapacitású számítógép használata felé is. Így minimális emberi munka felhasználásával lehetővé válik a terepen mért adatok feldolgozása, értelmezése és az eredmények igényes megjelenítése is.

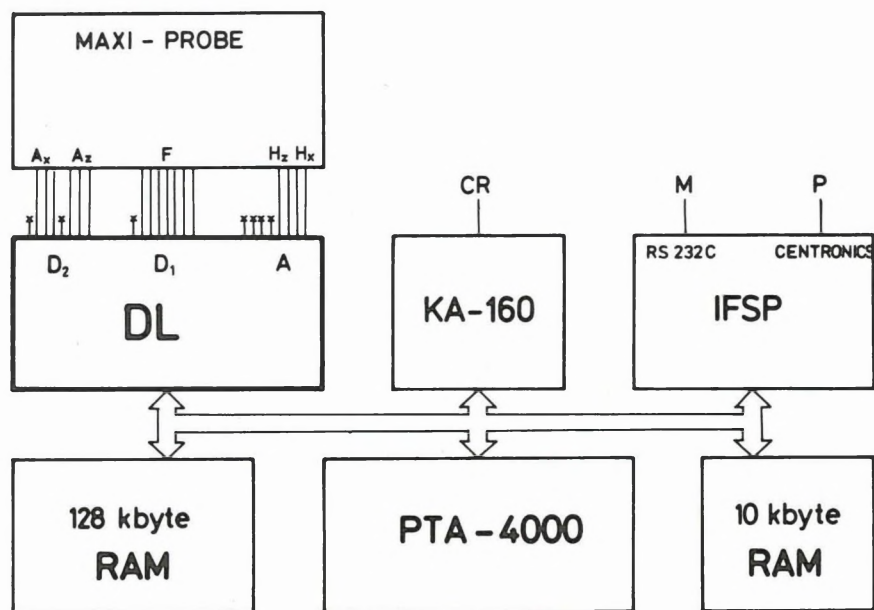
A már évek óta alkalmazott Maxi-Probe elektromágneses frekvenciaszondázó műszer által támasztott követelmények kissé mások. Ezen műszer értéke több mint egy nagyságrenddel nagyobb és a földtani információt szolgáltató adatokat a műszer által mért értékekből kell kiszámítani. Így már adatgyűjtőként és adattárolóként is gazdaságosan használható a PTA-4000 számítógép és az ehhez tartozó KA-160 nyomtató-magnetofon illesztő és az IFSP sorospárhuzamos interface segítségével létrehozható egy terepi rendszer, amely bizonyos feldolgozást és megjelenítést is lehetővé tesz. Ez a rendszer kevésbé kapcsolódik egy adott műszerhez, mint a D-10R adattárolója, könnyen illeszt-

hető többféle geofizikai műszerhez is, valóban univerzális. Azt, hogy drágább műszereknél ugyanazt a számítógépet használjuk terepi adatgyűjtésre és adattárolásra, mint amelyiket az olcsóbb berendezéseknél „központi számítógép-ként”, a PTA-4000 számunkra rendkívül előnyös tulajdonságai teszik lehetővé. A japán SHARP cég engedélye alapján hazánkban gyártott kis méretű és kis súlyú számítógép CMOS elemekből épül fel, így fogyasztása igen alacsony, működése elég gyors (1,3 MHz-es órajel) és meglepően nagy, 128 kbyte háttértár illeszthető hozzá. Műszertechnikai alkalmazásokban legfontosabb előnye azonban az, hogy a CPU teljes buszrendszere hozzáférhető egy 60 pólusú csatlakozón keresztül.

A sokoldalú felhasználást segíti az is, hogy a számítógép BASIC nyelven programozható, de szükség esetén gépi kódú programozás is lehetséges. A perifériák (grafikus nyomtató, kazettás magnetofon, RS 232C és CENTRO-NICS interface segítségével más számítógépek, plotter, modem) széles választéka révén igen sok feladat megoldására jól használható ez a számítógép. Az általános célú terepi adatgyűjtő és feldolgozó egység ezen készen vásárolható részeinek kapcsolata a 79. ábrán látható. A geofizikai műszerek közvetlenül azonban nem kapcsolhatók rá a CPU buszára. A műszerek és a feldolgozási feladatok figyelembevételével kellett megoldani a többcsatornás analóg kapu és több, 8 bites párhuzamos digitális bemeneti és kimeneti kapu és a háttértár illesztését a CPU buszához és bővíteni kellett a felhasználói RAM területet. A számítógép saját RAM területe 18 kbyte kapacitású, ehhez illesztettünk további 10 kbyte, szintén CMOS RAM-okból felépített tárat, így elértük a maximális, 28 kbyte-os felhasználói tárméretet. A 128 kbyte kapacitású RAM háttértárként használható, itt programok nem futtathatók, de adatok tárolására alkalmas.

A geofizikai műszereken többnyire analóg kimenetek vannak, ennek megfelelően az adatgyűjtőn analóg bemenetnek is kell lennie. Az analóg bemeneten jelenleg 8 csatornás analóg multiplexer van, de a csatornaszám könnyen növelhető. Az A/D konverter 12 bites, integrálási ideje a hálózati zaj elnyomás érdekében 20 ms, a konverziós idő 80 ms. A műszerek különféle kapcsolóinak állását, illetve vezérlő jeleket 8 bites digitális kapukon át lehet bejuttatni. Jelenleg két ilyen bemenet van, ezek száma azonban könnyen növelhető. A digitális kimenet egyelőre csak az analóg multiplexer címzésére szolgál, de felhasználható mérésvezérlési és kijelzési feladatok ellátására is.

A 79. ábrán az adatgyűjtő (DL) a Maxi-Probe műszerhez illesztve látható. A műszer működéséről csak annyit kell tudni, hogy a mesterséges elektromágneses tér egy vízszintes és függőleges mágneses összetevőjének egy belső órához viszonyított valós és képzetes részét méri sok frekvencián, illetve ezzel a négy térjellelmezővel arányos egyenfeszültséget állít elő. Ezen egyenfeszültségekből analóg áramkörök állítják elő a feldolgozás számára szükséges mennyiségeket, amelyek egy mutatós műszerről olvashatók le. Az adatgyűjtő és elő-



79. ábra. A Maxi-Probe műszerhez kapcsolt adatgyűjtő és előfeldolgozó rendszer

A_x , A_z — a mérőcsatornák erősítéskódja; F — frekvenciakód; H_z , H_x — mért elektromágneses térkomponensek; DL — adatgyűjtő; A — analóg bemenetek; D_1 , D_2 — digitális bemenetek; PTA-4000 — zsebszámítógép; 10 kbyte RAM — felhasználói tár; 128 kbyte RAM — háttértár; KA-160 — magnetofon és nyomtató illesztő; CR — kazettás magnetofon; IFSP — soros-párhuzamos csatló; M — MODEM; P — nyomtató-plotter

Fig. 79. Data logger and preprocessing unit connected to the Maxi-Probe instrument

A_x , A_z — gain codes for input data; F — frequency code; H_z , H_x — measured electromagnetic field components; DL — data logger; A — analog inputs; D_1 , D_2 — digital inputs; PTA-4000 — pocket computer; 10 kbyte RAM — main memory extension; 128 kbyte RAM — data memory; KA-160 — cassette recorder and printer-plotter interface; CR — cassette recorder; IFSP — serial-parallel interface; M — MODEM; P — printer-plotter

Рис. 79. Система по накоплению и предварительной обработке данных, подключенная к прибору Макси Проб

A_x , A_z — код усиления измерительных каналов; H_z , H_x — измеренные компоненты электромагнитного поля; F — код частот; DL — накопитель данных; A — аналоговые входы; D_1 , D_2 — цифровые входы; PTA-4000 — калькулятор 10 kbyte RAM — потребительская память; 128 kbyte RAM — фоновая память; KA-160 — узел стыковки магнитофона и печатающего устройства; CR — кассеточный магнитофон; IFSP — узел последовательно-параллельной стыковки; M — МОДЕМ; P — печатающее устройство-plotter

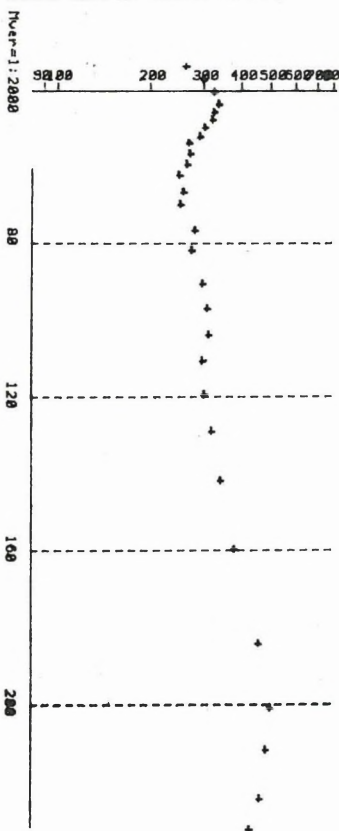
feldolgozó lényegében ezen analóg áramkörök és a mutatós műszer funkcióját veszi át. Az analóg áramkörökénél sokkal nagyobb pontossággal végzi el az aritmetikai műveleteket, ugyanakkor a feldolgozáshoz szükséges egyéb adatokat is automatikusan tárolja (a két mérőcsatorna erősítése, a mérési frekvencia).

A Maxi-Probe mérések során gyakran kívánatos az, hogy már terepen elkészüljön a szondázási görbe. Csak ennek alapján dönthető el, hogy a választott mérési paraméterek megfelelők-e az adott földtani modell esetén. Egy ilyen terepen készült görbe látható a 80. ábrán. A számítógép billentyűzetének segítségével bármilyen fejléc is készíthető. Sokkal fontosabb azonban az, hogy ismételt leolvasásokból digitális szűréssel növelhető a mérés pontossága. Ezen műveletek és a feldolgozás elvégzése, a megfelelő grafikus megjelenítés elég hosszú programmal történik, ezért kellett a számítógép memóriáját maximálisra bővíteni.

EP3X 0/100

L=128m
Datum 84.12. 12h 49min
Exelot PDZSGAY L.
DH/L=0.62

Coarse max= 16 Coarse min.= 9



80. ábra. A Maxi-Probe műszerrel végzett mérés feldolgozása a terepi adatgyűjtő és előfeldolgozó rendszerrel

Fig. 80. Processing of Maxi-Probe measurements using the data logger and preprocessing unit

Рис. 80. Обработка данных измерений, выполненных прибором Макси Проб, системой полевого накопления и предварительной обработки данных

Egyszerűbb feladatot jelentett az adattároló illesztése az EM-31 elektromágneses szelvényező műszerhez. A talaj vezetőképességétől függő jelet ezen a műszeren is mutatós műszer jelzi ki, de ez a jel egy analóg regisztráló számára is ki van vezetve. Ehhez a kimenethez csatlakozik az adattároló, két analóg csatornán át jut be a mért jel valós és képzetes része, a digitális bemenetekre kerül az erősítésfokozat.

Az adatok mágnesszalagon való tárolása, a PTA-4000 és nagyobb asztali számítógépek (HP 9845) összekapcsolása lehetővé teszi — épp úgy, mint a D-10R esetén — a további feldolgozást és az igényesebb megjelenítést.

2.3.1 Fotoelektromos index szelvényezés*

A jelentés évében alapozó tanulmányokat végeztünk a fotoelektromos index (P_e) szelvényezés bevezetésére. A fotoelektromos index a kőzetekből visszaszóródó gamma sugárzás spektrumának analíziséből meghatározható [BERTOZZI et al. 1981]. Mivel a fotoindex a rendszámnak szigorúan monoton függvénye, ezért az átlagos kémiai összetételre s ezen keresztül a kőzetminőségre ad információt.

A vegyi összetétel ismeretében egy kőzet fotoindexe kiszámítható. Egy-egy kőzetfajta esetében a fotoindex természetesen bizonyos határok között változik a kémiai összetétel szórása következtében. A II. táblázatban különféle kőzetek és néhány vegyület fotoindex intervallumait tüntettük fel. A nulla és kettő közé eső alacsony fotoindex értékeket szén, illetve vizet vagy szénhidrogént tartalmazó homokkő adhatja, a kettő és tíz közé eső közepes értékek nagyon sokféle kőzetnek felelhetnek meg, így önmagukban nem informatívak. A tíznél nagyobb fotoindex értékek ércesedést jeleznek. A közepes fotoindex értékek is használhatók azonban más adatokkal együtt, erre mutat példát a 81., ill. a 82. ábra.

A 81. ábrán néhány egyszerű kétkomponensű rendszer fotoindexe látható a porozitás függvényében. Pórusfolyadékként vízzel számoltunk, de ha olaj tölti ki a pórusteret, a fotoindex akkor sem változik sokat, hiszen a víz és az olaj fotoindexe közel azonos. Ha az előzetes vizsgálatokból annyit már tudunk, hogy az ábrázolt három kőzetmátrix valamelyikéről van szó, akkor a fotoindex ismeretében el tudjuk dönteni, hogy melyikkel állunk szemben.

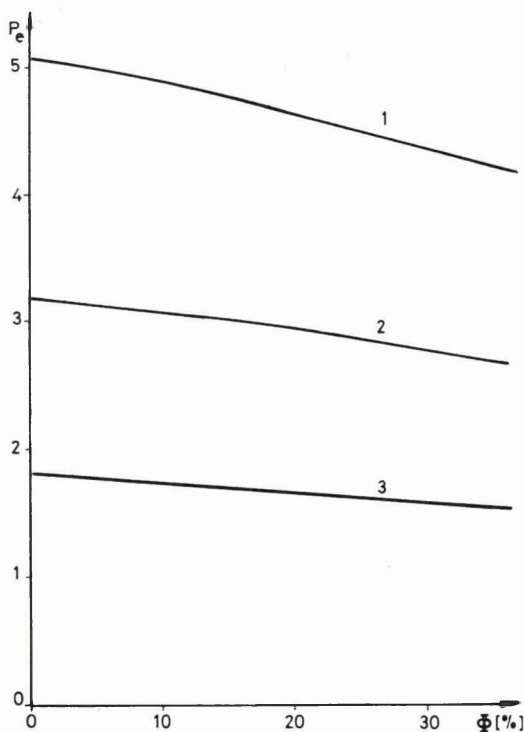
A 82. ábrán agyagok és bauxitok fotoindexét ábrázoltuk, az összevont vasoxid-tartalom függvényében. A kis rendszámú alkotó elemek mellett, a hozzájuk képest nagy rendszámú vas százalékos részaránya a döntő az átlagrendszám kialakulásában. A korreláció a vastartalom és a fotoindex között meglehetősen jó. A vastartalom meghatározása hozzájárulhat a bauxitok minőségéi vizsgálatának pontosabbá tételéhez.

* Buránszki J.

| Kőzet, ill. anyagnév | Fotoindex minimum | Fotoindex maximum |
|-------------------------|-------------------|-------------------|
| Víz | 0,358 | |
| Olaj | 0,125 | |
| Szén | 0,16 | 0,2 |
| Gránit | 2,4 | 2,9 |
| Szienit | 3,4 | 5,1 |
| Gabbro | 3,5 | 6,5 |
| Telérközetek | 2,3 | 5,3 |
| Bazalt, diabáz, melafir | 4,6 | 6,4 |
| Agyag | 1,5 | 5,0 |
| Bauxit | 5,0 | 6,3 |
| Homokkő | 1,7 | 2,7 |
| Agyagpala | 2,7 | 5,8 |
| Mészkö | 4,5 | 5,2 |
| Dolomit | 3,1 | 3,6 |
| Gneisz | 2,1 | 4,1 |
| Amfibolit | 4,6 | 6,3 |
| Szerpentinit | 2,7 | 3,5 |
| Vasérc | 10,0 | 16,0* |
| Mangánérc | 8,0 | 16,0 |

* Báriumtartalmú vasérc fotoindexe 30, ill. 60 is lehet.

II. táblázat. Kőzetek fotoindex intervallumai



81. ábra. Kétkomponensű formáció fotoindexe (P_e) a porozitás (Φ) függvényében

1 — mészkő + víz; 2 — dolomit + víz; 3 — homokkő + víz

Fig. 81. Photoindex (P_e) of a two-component formation versus porosity (Φ)

1 — limestone + water; 2 — dolomite + water; 3 — sandstone + water

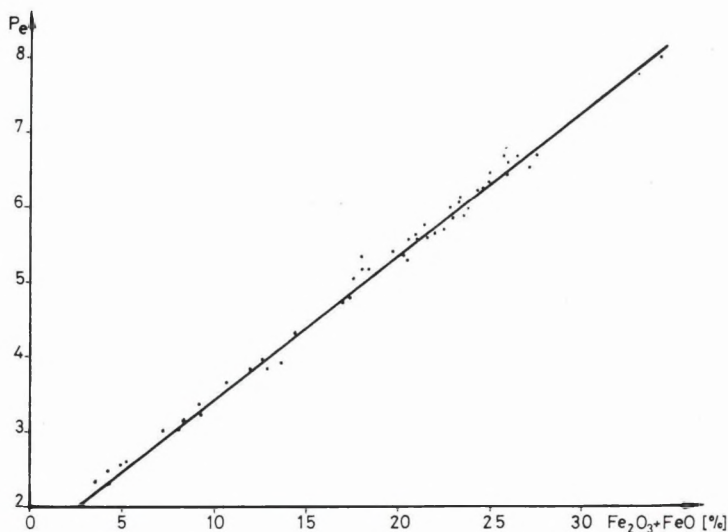
Рис. 81. Фотоиндекс (P_e) двухкомпонентной формации в зависимости от пористости (Φ)

1 — известняк + вода; 2 — доломит + вода; 3 — песчаник + вода

Példáink szerint a fotoindex mint új mélyfúrás-geofizikai paraméter lehetővé teszi a szénkutatóban a sűrűség-szelvény ellenőrzését a réteghatárok kijelölése szempontjából, a szénhidrogén-, ill. vízkutatóban a tárolóközet azonosítása révén pontosabb sűrűség-porozitás becslést és a bauxitok vastartalmának meghatározását.

Irodalom

BERTOZZI et al. 1981: The physical foundation of formation lithology with gamma rays. *Geophysics* **46**, 10, pp. 1439–1455.



82. ábra. A fotoindex (P_d) változása a vastartalom függvényében. Korrelációs együttható: $R=0,997$

Fig. 82. Photoindex (P_e) versus iron content. Correlation coefficient $R=0.997$

Рис. 82. Изменение фотоиндекса (P_e) в зависимости от содержания железа. Коэффициент корреляции: $R=0,997$

2.3.2 A szénkutató fúrások számítógépes értelmezése

*Az ASZOIGISZ rendszer alkalmazása**

A mintegy másfél évtizedes KGST-együttműködés keretében létrehozott számítógépes mélyfúrási értelmező rendszert (ASZOIGISZ) a szénhidrogén-kutatás feladataira hozták létre. A rendszer alkalmazását szénkutató fúrások értelmezésére 1985-ben kezdtük el. A feldolgozás menetét egy észak-magyarországi lignitkutató fúrás mérési anyagán mutatjuk be. A számítógépes feldolgozás a következő főbb lépésekből áll:

* Szendrő D.

A szelvények relatív mélységegyeztetése

Az automatikus relatív mélységegyeztetést végző program a szelvények között pontról pontra változó nagyságú mélységeltérést polinommal közelíti. Az egyeztetni kívánt görbét ($y_1(x)$) a mélység függvényében Taylor-sorba fejtvé, a mélységeltérések éppen a $\Delta(x)$ polinom helyettesítési értékeivel egyeznek meg. Minimalizálva a sorba fejtett szelvény és a többi szelvény (y_2, y_3, \dots, y_n) lineáris kombinációjának különbségnégyzetét, a polinom együtthatói meghatározhatók.

$$y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) = a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x)$$

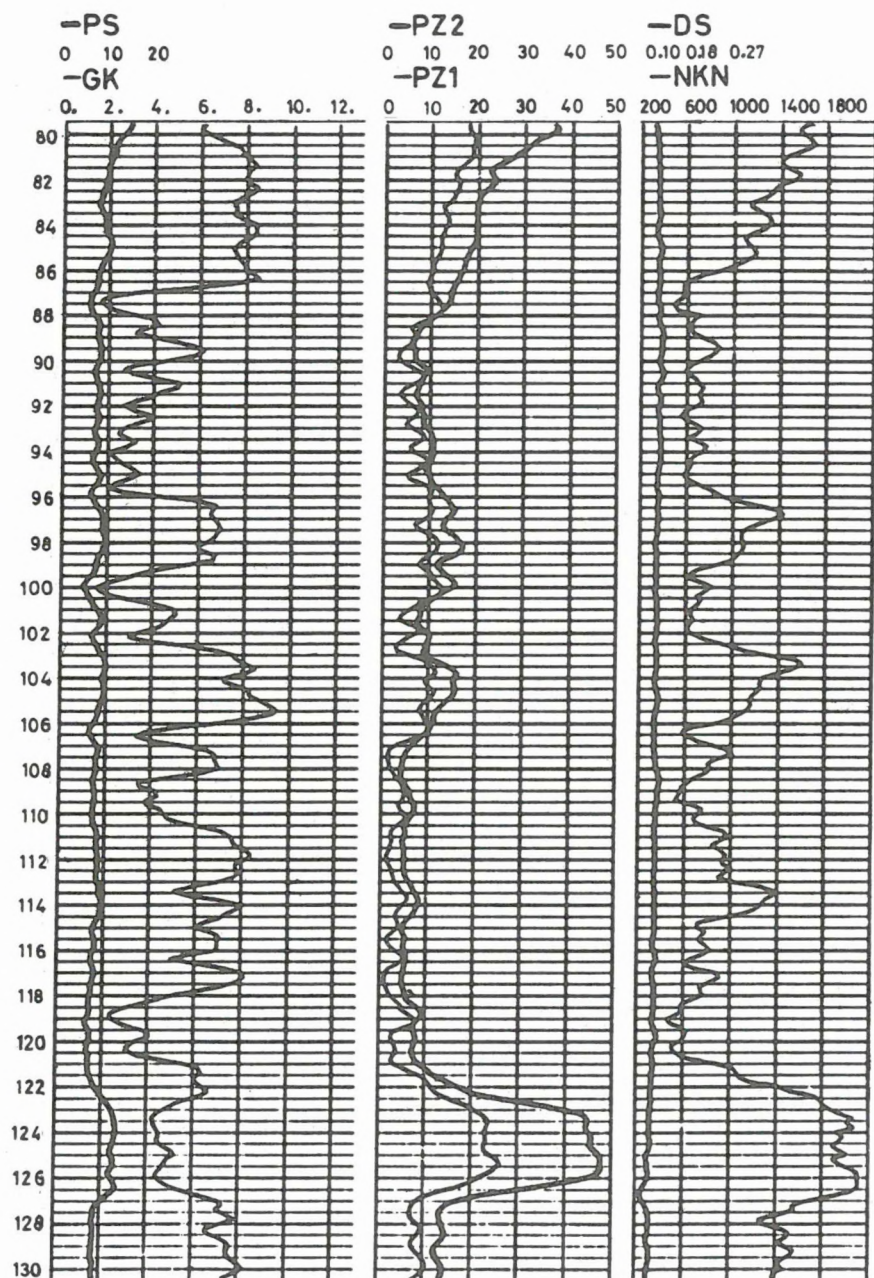
$$\Delta(x) = b_0 + b_1x + \dots + b_px^p$$

$$\int [y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) - (a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x))]^2 dx = \min.$$

Visszahelyettesítve a Taylor-sorba, a korrigált szelvény értékei is megkaphatók. Az eljárás minden görbére néhányszor megismételve, a számított értékek a mélységegyeztetett görbékhez konvergálnak. A program alkalmazásakor az összes görbe egyidejű korrigálására, vagy néhány görbét alapszelvénynek tekintve, a többi görbéknek ezekhez történő egyeztetésére is lehetőség van. A bemutatásra kerülő fúrás mélységileg egyeztetett szelvényei a 83. és a 84. ábrán láthatók.

Speciális eloszlási diagramok alkalmazása

A mérések pontos fizikai értékre való kalibrálása és a közetkomponenseket jellemző paraméterek meghatározása speciális eloszlási diagramok segítségével történik. A szelvényeket valószínűségi változónak tekintve mért értékeik és differenciahányadosaiktól is függő szórásaik felhasználásával kiszámítható, hogy milyen valószínűséggel tartozhatnak a koordináta-rendszer egyes téglalap alakú tartományaihoz. Két szelvény esetében így egy kétdimenziós, integrális valószínűség-eloszlást kapunk. Harmadik szelvényt is figyelembe véve képezhetjük a koordináta-rendszer egyes téglalap alakú tartományaihoz azt a súlyozott átlagértéket, amelyben a súlyok egyenesen arányosak az első két szelvényből az előző módon meghatározott valószínűségekkel és fordítottan arányosak a harmadik szelvény értékeinek szórásnégyzeteivel. Az előbbi, valószínűségi eloszlásra a 85. ábrán, az utóbbi, ún. Z-W eloszlásra a 86. ábrán látható egy-egy példa, az előforduló közetkomponensek feltüntetésével.



A statisztikus litológiai értelmezés mintavételezési pontonként történik. Szükséges hozzá a területre jellemző litológiai mátrix, melyben az adott karo-tázs görbékhez és a közettípusokhoz tartozó geofizikai paraméterek alsó és felső határai, valamint a közettípusok előfordulási valószínűségei találhatók. Feltételes valószínűséget alkalmazva a mért értékek és szórásaik alapján a program kiszámolja, hogy a litológiai mátrixban definiált intervallumoktól milyen valószínűségekkel származhatott a mérési eredmény. Közettípuson-ként több szelvény alapján az eredő valószínűségeket képezve, a program megadja a maximális valószínűséghez tartozó közettípust, amely az adott pontban a statisztikus litológiai értelmezés eredményének tekinthető. A sta-tisztikus litológiai értelmezés eredménye a 84. ábra jobb oldali oszlopában található.

Kőzetkomponensek meghatározása

A kőzetösszetétel a mért neutronporozitásra, a sűrűségre, az ellenállásra és a természetes gammára mélységpontonként felírható egyenletrendszerből kap-ható meg. A program a nem lineáris egyenletrendszert, melynek paraméterei az eloszlási diagramok alapján adhatók meg, az ismeretlen térfogatszázalé-kokra iterációs eljárással oldja meg. A számított kőzetösszetétel térfogat-százalékban a 87. ábra bal oszlopában látható.

83. ábra. Mért és mélységileg egyeztetett szelvények

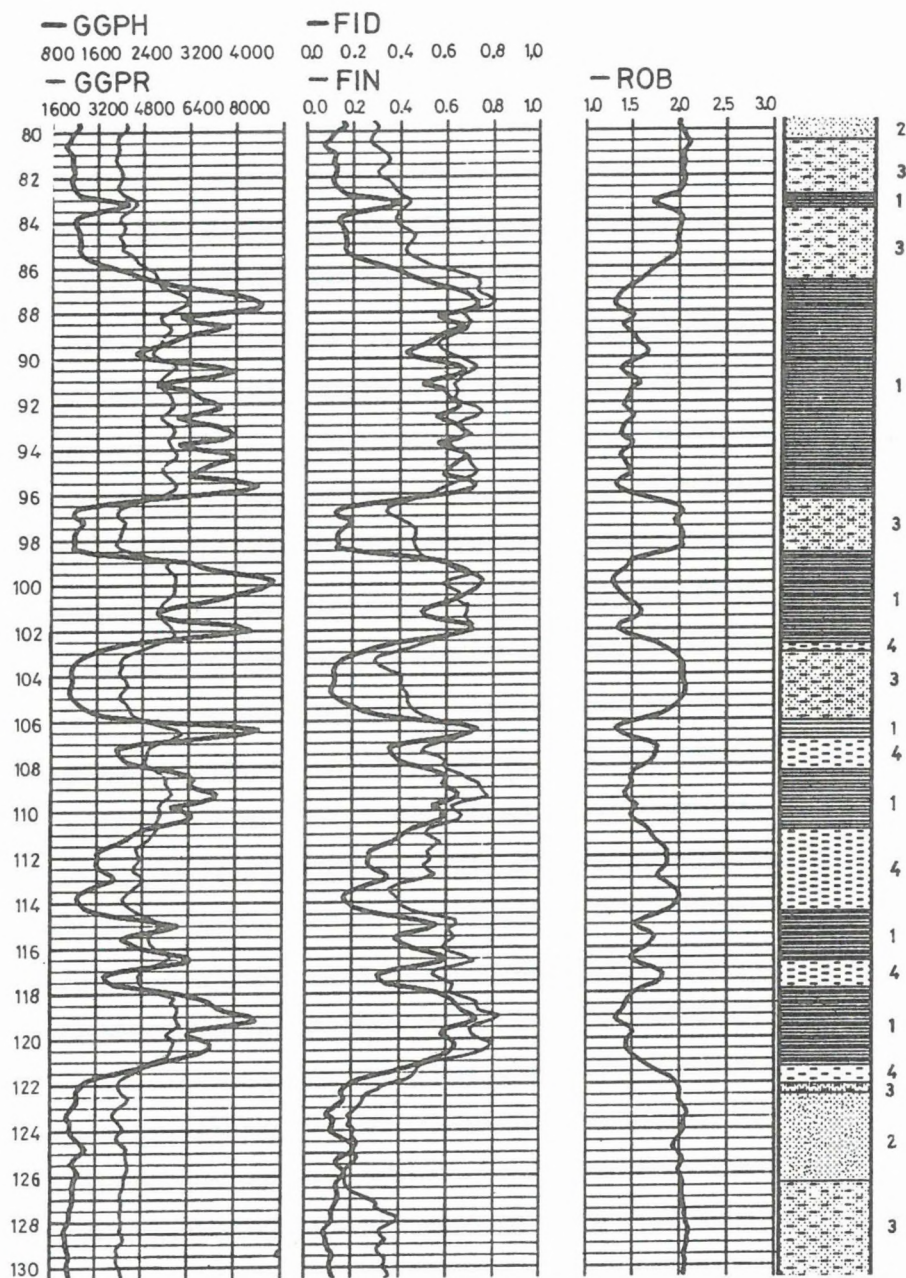
PS — természetes potenciál mV-ban; GK — természetes gamma cpm-ben; PZ1 — 10 cm hosszú potenciál szondával mért ellenállás Ω m-ben; PZ2 — 40 cm hosszú potenciál szondá-val mért ellenállás Ω m-ben; DS — lyukátmérő m-ben; NKN — 68 cm hosszú neutron-neutron szonda beütésszáma

Fig. 83. Recorded logs after depth matching

PS — spontaneous potential in mV; GK — gamma-ray in cpm; PZ1 — resistivity by 10 cm long potential sonde in Ω m; PZ2 — resistivity by 40 cm long potential sonde in Ω m; PD — borehole diameter in m; NKN — 68 cm long neutron-neutron in count rate

Рис. 83. Измеренные и согласованные по глубине кривы

PS — естественный потенциал в мв; GK — естественное гамма излучение в срм; PZ1 — сопротивление в ом, измеренное с потенциальным зондом длиной в 10 см; PZ2 — сопротивление в ом, измеренное потенциальным зондом длиной в 40 см; DS — диа-метр скважины в м; NKN — количество частиц, измеренных нейтронно-нейтронным зондом длиной в 68 см



Feltételezve, hogy a szenek hamutartalma főként a kísérő meddő kőzetek szilárd alkotórészből, nedvességtartalma pedig a számított effektív porozitás és a meddő kőzet kötött víztartalmának összegéből adódik, a szén-, a hamu- és a nedvességtartalom súlyszázalékban történő meghatározását a 87. ábra középső oszlopa szemlélteti. Ha az adott típusú szén égéshője ismert, akkor a fűtőérték úgy kapható meg, hogy a szén súlyszázalékkal szorzott égéshőjéből levonjuk a víz súlyszázalékának arányában a víz 100 °C-ra való felmelegítéséhez és gőzzé alakításához szükséges hőmennyiséget. A fűtőérték a 87. ábra jobb oldali oszlopában van kirajzolva.

A programrendszer rutinszerűen működik, s a tapasztalat azt mutatja, hogy a kapott eredmények a hagyományos értelmezéssel összhangban hasznos információt szolgáltatnak a széntelepek kijelölésére és a szelvény litológiai felbonthatására. Ezen túlmenően a szén minőségi paramétereinek pusztán geofizikai mérésekből való származtatásával a rendszer lehetőséget ad az igen költséges magmintavételek minimálisra való csökkentésére egy adott területen.

84. ábra. Mért, mélységileg egyeztetett és számított szelvények

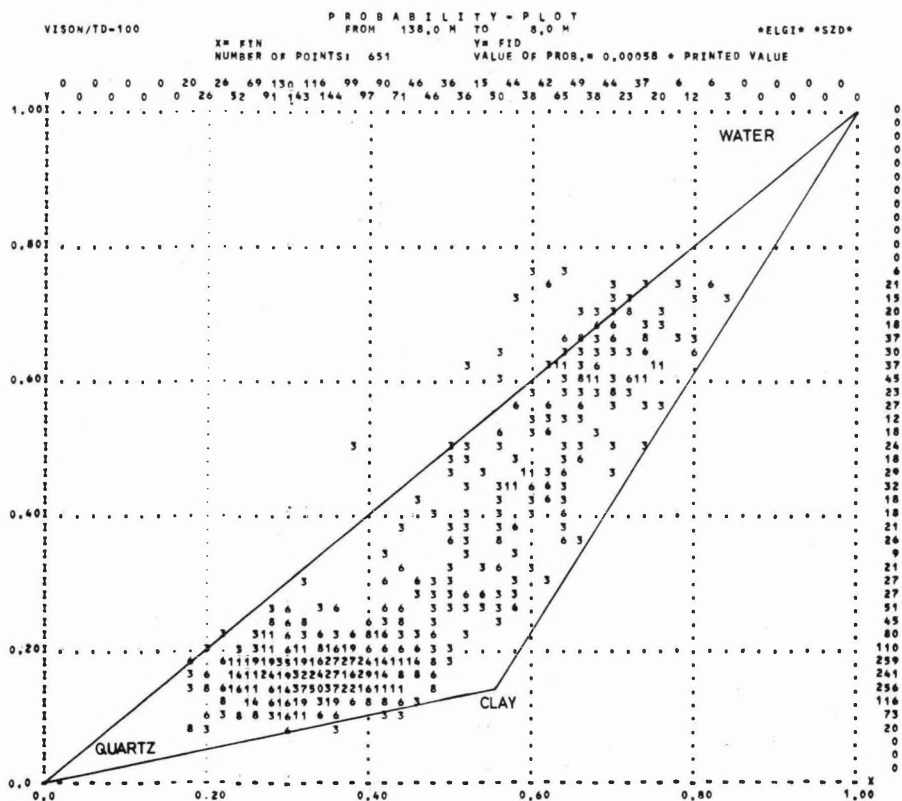
Mért szelvények: GGPH — 38 cm hosszú gamma-gamma szonda beütésszáma; GGPR — 13 cm hosszú gamma-gamma szonda beütésszáma. Számított szelvények: FID — sűrűségporozitás százalékban; FIN — neutronporozitás százalékban; ROB — sűrűség g/cm³-ben. A statisztikus litológiai értelmezés eredménye: 1 — szén; 2 — homok; 3 — agyagos homok; 4 — agyag

Fig. 84. Recorded logs after depth matching, and computed logs

Recorded logs: GGPH — 38 cm long gamma-gamma in count rate; GGPR — 13 cm long gamma-gamma in count rate. Calculated logs: FID — density porosity in per cents; FIN — neutron porosity in per cents; ROB — density in g/cm³. Result of statistical lithological interpretation: 1 — coal; 2 — sand; 3 — shaly sand; 4 — shale

Рис. 84. Измеренные, согласованные по глубине и рассчитанные кривы

Измеренные кривы: GGPH — количество частиц, измеренных гамма-гамма зондом длиной в 38 см; GGPR — количество частиц, измеренное гамма-гамма зондом длиной в 13 см. Рассчитанные профили: FID — плотностная пористость в процентах; FIN — нейтронная пористость в процентах; ROB — плотность в г/см³. Результат статистической литологической интерпретации: 1 — уголь; 2 — песок; 3 — глинистый песок; 4 — глина



85. ábra. Gyakorisági valószínűség-eloszlás

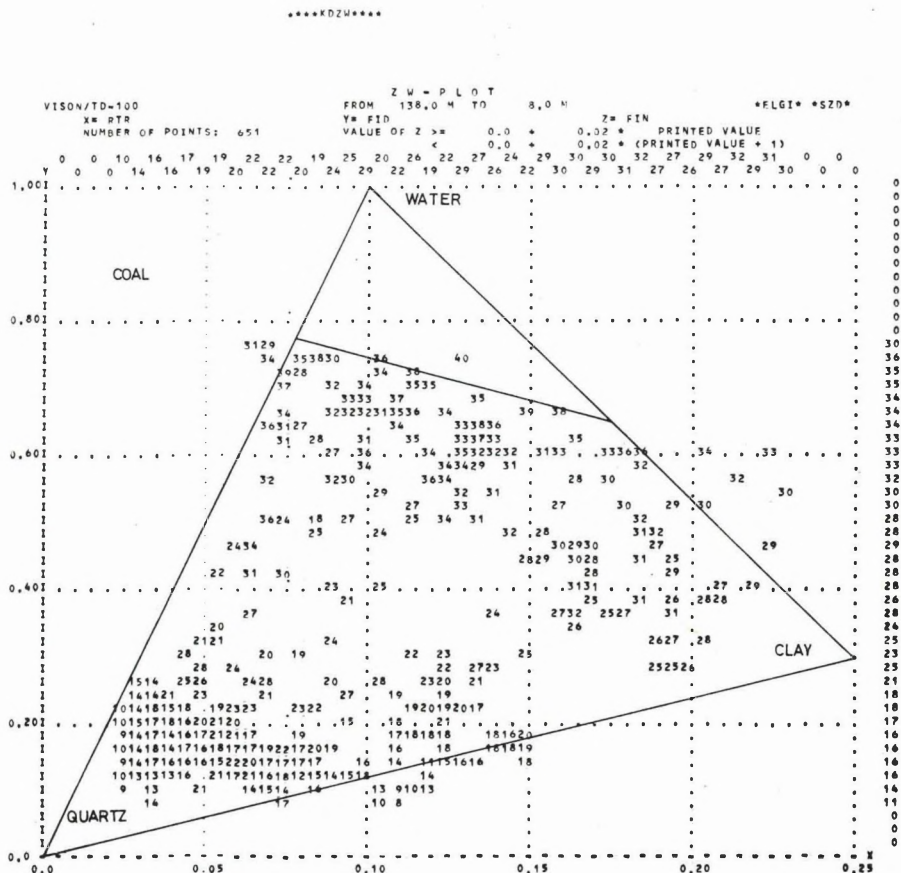
X = FIN (neutronporozitás); Y = FID (sűrűségporozitás)

Fig. 85. FIN-FID crossplot

X = FIN (neutron porosity); Y = FID (density porosity)

Рис. 85. Распределение частотной вероятности

X=FIN (нейтронная пористость); Y=FID (плотностная пористость)



86. ábra. Súlyozott átlagérték-eloszlás

X = RTR (az ellenállásértékek reciproka); Y = FID (sűrűségporozitás); Z = FIN (neutronporozitás)

Fig. 86. RTR-FID-FIN crossplot

X = RTR (reciprocal of resistivity values); Y = FID (density porosity); Z = FIN (neutron porosity)

Рис. 86. Распределение взвешенных средних

X = RTR (обратная величина сопротивления); Y = FID (плотностная пористость); Z = FIN (нейтронная пористость)

—VCOAL

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—VQUARTZ

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—VSILT

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—VCLAY

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—FI

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—COAL

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—ASH

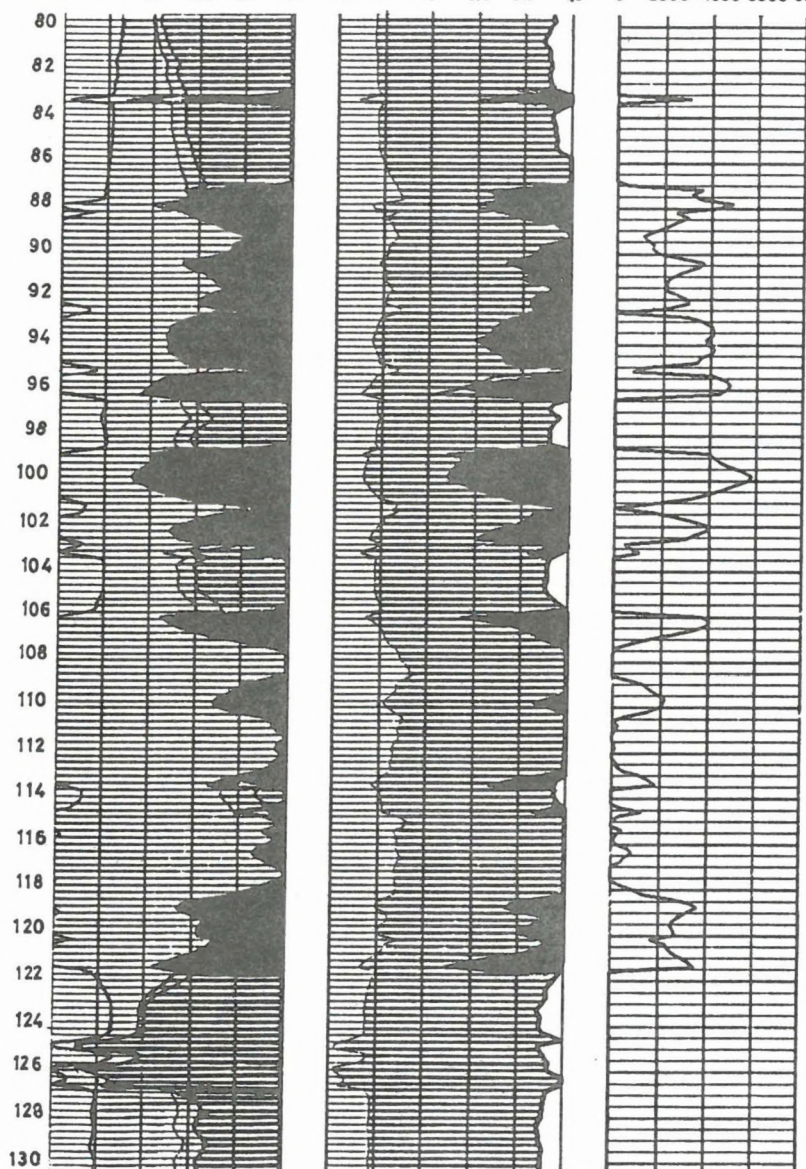
0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—WATER

0.0 0.2 0.4 0.6 0.8 1.0

—HA

0 2000 4000 6000 8000



87. ábra. A feldolgozás eredménye

Bal oldali oszlop: térfogatszázalékok. FI — effektív porozitás; VCLAY — agyagtartalom; VSILT — közetlisztartalom; VQUARTZ — homoktartalom; VCOAL — szénttartalom. Középső oszlop: súlyszázalékok. WATER — nedvességtartalom; ASH — hamutartalom; COAL — szénttartalom. Jobb oldali oszlop: HA — fűtőérték kcal/kg-ban

Fig. 87. Results of processing

Left column: volume per cents. FI — effective porosity; VCLAY — shale content; VSILT — silt content; VQUARTZ — sand content; VCOAL — coal content. Middle column: weight per cents. WATER — humidity; ASH — ash content; COAL — coal content. Right column: HA — calorific value in kcal/kg

Рис. 87. Результаты обработки

Левая колонка: объемные проценты. FI — эффективная пористость; VCLAY — содержание глины; VSILT — содержание ила; VQUARTZ — содержание песка; VCOAL — содержание угля. Средняя колонка: весовые проценты. WATER — содержание влаги; ASH — золасть; COAL — содержание угля. Правая колонка: HA калорийность в ккал/кг

Kisszámítógépes interaktív rendszer*

Az 1984. Évi Jelentésben (118. oldal) ismertetett programrendszer továbbfejlesztett változatával meghatározhatók a széntelepek fedő-fekü viszonyai. A laboratóriumi szemcseeloszlási görbék segítségével lehetséges a fedő-fekü összetek, mint meddő rétegek szivárgási tényezőinek kiszámítása.

A laboratóriumi szemcseeloszlási görbékből kiolvasott hatékony szemcseátmérő (D_{10}) értékek korrelációba hozhatók a nukleáris karotázs szelvényekkel. Legszorosabb a korreláció a természetes-gamma szelvényből számított relatív gamma (R-GAMMA) szelvénnel. A harmadfokú polinommal leírt korrelációs összefüggés segítségével (88. ábra) előállítható egy folytonos D_{10} szelvény. A D_{10} szelvény ismeretében a k szivárgási tényező számítása az adott kutatási területre kidolgozott $k=f(\Phi, D_{10})$ kétváltozós függvényből történik, ahol Φ az effektív porozitás értéke %-ban. A számított k szivárgási tényező szelvény jól tükrözi a harántolt metszet áramlási viszonyait. A 89. ábra a szivárgási tényező és a neutronporozitás közötti összefüggést mutatja be, a hatékony szemcseátmérő, mint paraméter függvényében. A 90. ábrán egy dubicsányi kutatófúrás feldolgozási eredményei láthatók.

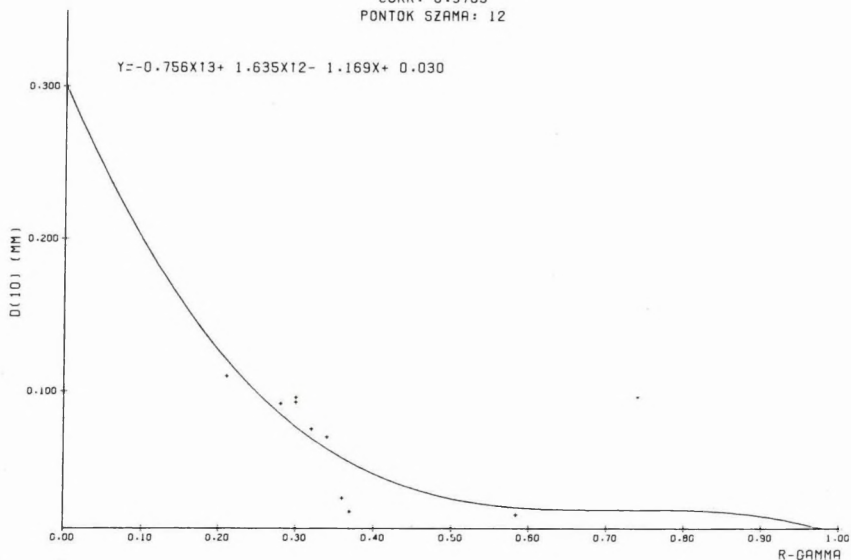
A szóban forgó programrendszer áramlási viszonyokat vizsgáló ága felhasználható a homokos-agyagos összeteket harántoló vízkutató fúrások karotázs szelvényeinek értelmezésére is; az erre vonatkozó vizsgálatokat elkezdjük.

* Karas Gy., Bihari A., Mészáros F.

DUBICSANY

CORR: 0.9763

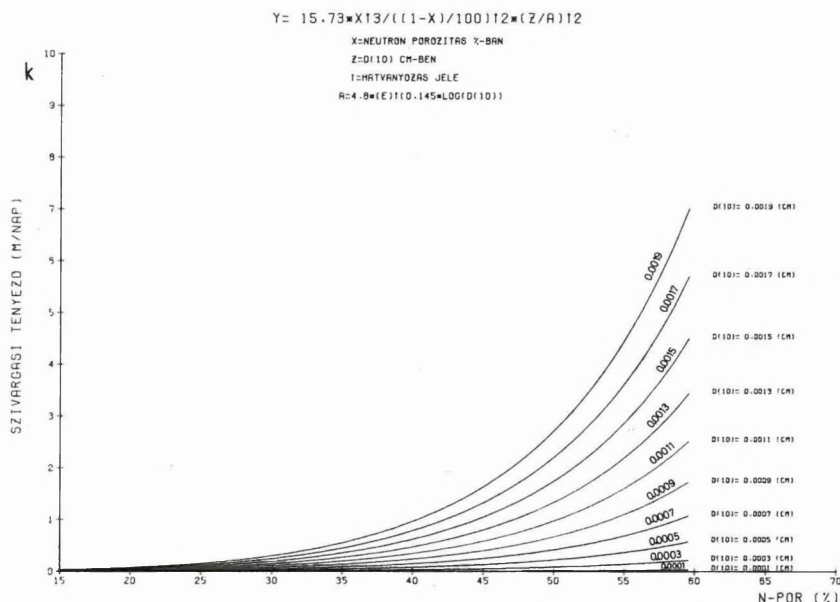
PONTOK SZÁMA: 12



88. ábra. A D_{10} szemcseátmérő és a relatív gamma (R-GAMMA) összefüggése. Pontok száma: 12, korrelációs tényező: 0,9763

Fig. 88. Relation between grain diameter (D_{10}) and relative gamma (R-GAMMA). Number of points: 12, correlation coefficient: 0.9763

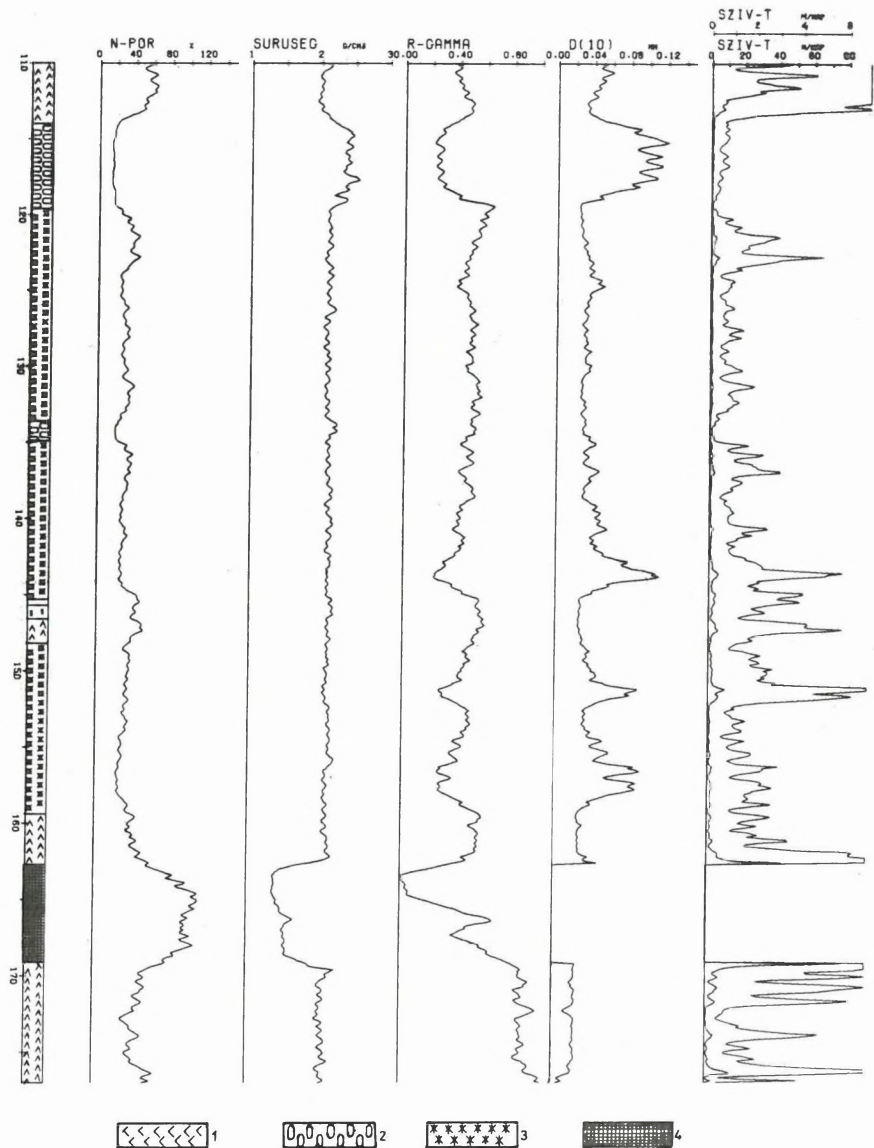
Рис. 88. Зависимость между диаметром зерен (D_{10}) и относительной гаммы (R-GAMMA). Количество точек: 12, коэффициент корреляции: 0,9763



89. ábra. A szivárgási tényező (k) a neutronporozitás (N-POR %) függvényében. A görbék paraméterei a D_{10} értékek

Fig. 89. Filtration coefficient (k) versus neutron porosity (N-POR %). Parameters of curves are D_{10} values

Рис. 89. Коэффициент диффузии (k) в зависимости от нейтронной пористости (N-POR %). Параметры кривых: значения D_{10}



90. ábra. Mért és számított szelvények egy dubicsányi fúrásból

N-POR: neutronporozitás; R-GAMMA: relatív gamma; SZIV-T: szivárgási tényező (k);
1 — aleurit; 2 — kavcsos homok; 3 — homok; 4 — szén

Fig. 90. Recorded and computed logs of a borehole of the Dubicsány coal field

N-POR: neutron porosity; SURUSEG: density; R-GAMMA: relative gamma; SZIV-T: filtration coefficient (k); 1 — aleurite; 2 — gravelly sand; 3 — sand; 4 — coal

Рис. 90. Измеренные и рассчитанные кривые по одной из скважин окрестности Дубичань

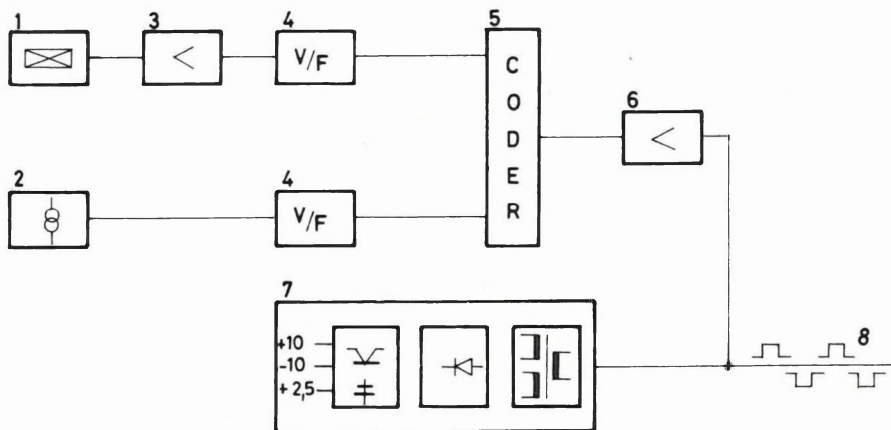
N-POR: нейтронная пористость; SURUSEG: плотность; R-GAMMA: относительная гамма; SZIV-T: коэффициент диффузии (k); 1 — алеврит; 2 — галечные пески; 3 — песок; 4 — каменный уголь

2.3.3 Karotázs műszerfejlesztés*

A produktív szénhidrogén- és víztároló rétegek szivárgási és tározási paramétereinek meghatározására hidrodinamikai módszereket alkalmaznak. E paraméterek közül elsőrangú fontosságú a mélységi nyomás és hőmérséklet mérése. Ezen vizsgálatok elvégzésére fejlesztettük ki a KPT-2-120-43Y típusú szondát, amely egyidejűleg méri a nyomást és hőmérsékletet. A szonda működési elve a 91. ábráról követhető. A nyomásmérő szenzor (1) síkmembránra ragasztott nyúlásmérő bélyegekből áll, amely Wheatstone-hídnak van kiképezve. A híd nullhelyzetre kiegyenlített és hőmérsékletre kompenzált. A híd kimenő feszültségét (mV nagyságrendű), amely a nyomással arányos, nagy stabilitású erősítő erősíti fel (3). A kimenő feszültséget egy ultralinearitás feszültség/frekvencia konverter alakítja át (4), így a kimenő frekvencia a környezeti nyomással arányos. A hőmérsékletmérő szenzor (2) egy speciális integrált áramkör, amelynek időállandója 1,5 s, folyadékban. Karakterisztikája $\pm 0,5^\circ\text{C}$ -on belül lineáris, ami az abszolút hőmérséklethez rögzített, ezért a szondát csak egyszer kell hitelesíteni. A hőmérséklet-szenzor jelét szintén feszültség/frekvencia konverter dolgozza fel (4). Mind a hőmérséklet-, mind a nyomáscsatorna jele logikai áramkörbe kerül (5), amely a két csatorna impulzusainak koincidenciáját teljesen kiküszöböli. A nyomás és hőmérséklet információ pozitív és negatív impulzusok formájában jut a felszínre az egyeres kábelén. A maximális stabilitás érdekében mind a hőmérséklet, mind a nyomáscsatorna elektronikája nagy stabilitású tápegységről üzemel.

A szonda mechanikus kialakítása a 92. ábrán látható. Hossza 1470 mm, átmérője 43 mm, anyaga korrózióálló acél. A nyomás- és hőmérséklet-érzékelő eleme egy egységet képez egy pálcavázás védőkosárban, ami biztosítja a gyors hőcserét a termoérzékelőnél. A szondából a karotázkábelén keresztül érkező impulzusokat a négycsatornás KFU-4-12P típusú, impulzusüzemű mikroprocesszoros felszíni egység dolgozza fel, és látja el a szondát tápárammal. Az adatfeldolgozó egység Z-80-as mikroprocesszorra épül, 16 kbyte-os operatív memóriával, ami nagyfokú rugalmasságot biztosít. A beégetett programnak megfelelően kiszámítja a bemeneti impulzusszámokhoz tartozó hőmérsékleti, ill. nyomásértékeket, majd azokat megjeleníti 4 db analóg kimeneti csatornán és a 16 karakteres alfanumerikus display-n. Ezen felül a program elvégzi a nyomásmérő elektronika kismértékű hőjárásának kiegyenlítését a hőmérsékletmérés alapján, valamint a hőmérséklet és nyomás hitelesítését. A készülékhez mátrixprintert kapcsolva megjeleníthető a szelvény az idő logaritmus szerinti léptékben is. A 93. ábrán egy nyomás visszaalakulási görbe látható, illetve annak ismételése ($Göd, T_{amb} = 56^\circ\text{C}, P_{abs} = 50 \text{ bar}$).

* Korodi G., Szentpály M., Vadász G., Lakatos S. (VIKUV).



91. ábra. A nyomás- és hőmérsékletmérő szonda blokkdiagramja

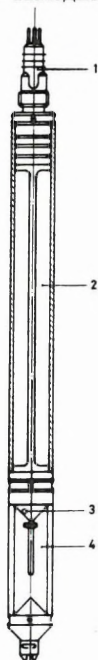
1 — nyomásérzékelő; 2 — hőmérséklet-érzékelő; 3 — erősítő; 4 — feszültség/frekvencia átalakító; 5 — uniformizáló és koincidencia mentesítő fokozat; 6 — végerősítő; 7 — szonda tápegység; 8 — kábel

Fig. 91. Block diagram of the pressure and temperature sensitive sonde

1 — pressure sensor; 2 — temperature sensor; 3 — amplifier; 4 — voltage/frequency converter; 5 — uniformizing and anticoincidence unit; 6 — final amplifier; 7 — power supply unit; 8 — cable

Рис. 91. Блок-диаграмма зонда, измеряющего давление и температуру

1 — датчик давления; 2 — датчик температуры; 3 — усилитель; 4 — преобразователь напряжение/частота; 5 — унифицирующий и удаляющий коинцидентность разряд; 6 — выходной усилитель; 7 — блок питания зонда; 8 — кабель



92. ábra. A nyomás- és hőmérsékletmérő szonda mechanikus fölépítése

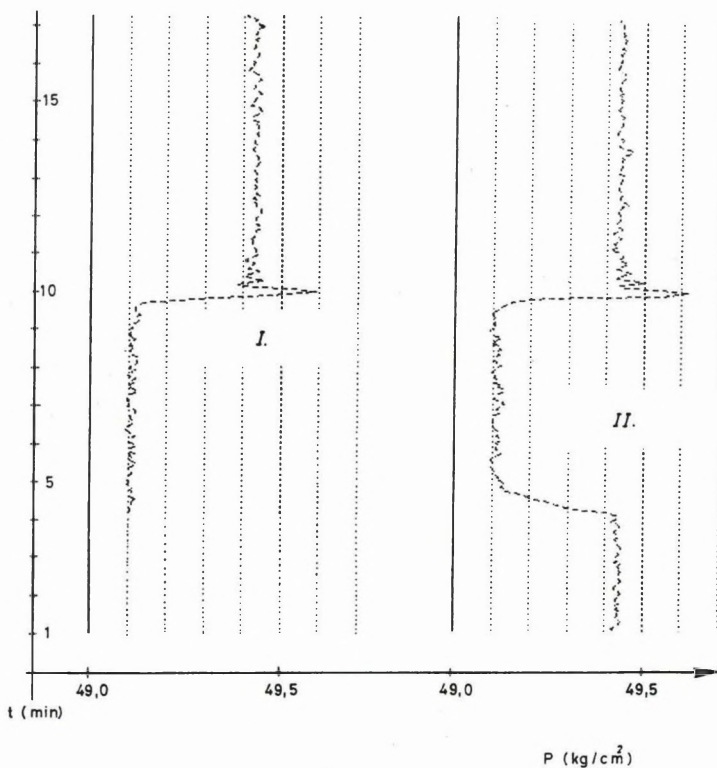
1 — fej; 2 — elektronika; 3 — nyomásdetektor; 4 — hőmérő

Fig. 92. Mechanical sketch of the pressure and temperature sensitive sonde

1 — head; 2 — electronics; 3 — pressure sensor; 4 — temperature sensor

Рис. 92. Механическое построение зонда, измеряющего давление и температуру

1 — головка; 2 — электроника; 3 — датчик давления; 4 — термометр



93. ábra. Nyomásvisztaalakulási görbe

I — első felvétel; II — ismételt mérés

Fig. 93. Pressure recovery curve

I — first recording; II — repeated recording

Рис. 93. Кривая восстановления давления

I — первая запись; II — повторная запись

A mérőberendezés főbb jellemzői a hőmérséklet mérésénél:

| | |
|--------------------|------------|
| méréshatár | 120 °C |
| abszolút pontosság | ± 1 °C |
| felbontóképesség | 0,05 °C |
| időállandó | 2 s |

A nyomás mérésénél:

| | |
|--------------------|---------------|
| méréshatár | 300 bar |
| abszolút pontosság | $\pm 0,5$ bar |
| felbontóképesség | 0,03 bar |

3 FÖLDFIZIKAI KUTATÁS

A Tihanyi Obszervatórium folyamatosan ellátta földmágneses mérési és nemzetközi adatszolgáltatási feladatait.

Az óraátlagok előzetes feldolgozása és a bázis kiegyenlítése alapján a mért földmágneses komponensek előzetes évi középtérke Tihanyban az 1985,5 epochára:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 31,3' \\ H &= 21\,454 \text{ nT}, \\ F &= 47\,450 \text{ nT}, \\ Z &= 42\,325 \text{ nT}. \end{aligned}$$

Az obszervatórium földmágneses szintjének ellenőrzésére összehasonlító méréseket végeztünk a Hurbanovói (Csehszlovákia) és a Niemegki (NDK) Obszervatóriummal.

Az elmúlt tíz évben nyolc obszervatóriummal végeztünk összemérést, a szomszédos közép-európai állomásokkal és a Niemegki Obszervatóriummal kölcsönösen és többször ismételve; két nemzetközi rendezvény keretében pedig a rendszeres adatcserében részt vevő számos európai állomás részvételével mértünk (1980: Niemegk, 1984: Hurbanovo). E mérések alapján arra a következtetésre jutottunk, hogy az obszervatóriumi hálózat adatai — eltérő működési feltételek, heterogén műszerpark és méréstechnika következtében — akár néhány tized ezreléket is elérő mértékben eltérnek egymástól.

Az obszervatóriumi óraátlag-adatsor áttekintő feldolgozása keretében spektrális vizsgálatokat végeztünk a frekvencia-tartománybeli analízis módszertani kérdéseire vonatkozóan (94. ábra). A feldolgozás során a helyi adatok alapján olyan jelkiválogatást végeztünk, amely jellegzetes, fizikailag értelmezhető frekvenciamenethez kapcsolódik és a több évtizedes adatrendszerben szignifikánsan jelentkezik. Vizsgáltuk az adatsorok spektrumainak értelmezhetőségét, az aliasing és az ablakfüggvények hatását, az optimális adathosszt, a tényleges frekvenciák felismerhetőségét (95. ábra). Megállapítottuk, hogy az integrálás-

* Hegymegi L., Körmendi A., Lomniczi T., Szabó Z.

sal előállított adatrendszer feldolgozása az S_q leválasztáson túl nem igényel feltétlenül előszűrést, sűrűbb mintavételezésből származó adatsorokkal összevetve az óraátlag-adatsor spektrumát az aliasing kevésbé torzítja. Az átlagos vihartevékenységet (2–4 napot) néhányszor lefedő időablakokra számolt spektrumok követhető csúcsokat adnak a néhány órás és egy napos periódusidő közti intervallumban.

A K-számokhoz hasonlóan helyi háromórás indexeket képeztünk a horizontális térintenzitás óraátlag-adatsorából, a rekurzív szűréssel feltárt nyugodt napi menet (S_q) leválasztásával (96. ábra). Az eljárás célja egyrészt a digitális állomások indexmeghatározásának automatizálása, másrészt az általánosan használt K-számokkal szemben olyan háborgatottsági indexek meghatározása, amelyek a vihar szerkezetének lokális eltéréseire kellően érzékenyek. Vizsgálataink szerint a planetáris háborgást követő szubviharokról az új indexek a hagyományos K-számoknál jobb szerkezeti képet adnak.

Eljárás készült a szferikus sorfejtésen alapuló IGRF 1980 földmágneses referenciatér meghatározására, s megkezdjük alaphálózat-méréseink és a nemzetközi használatra ajánlott normáltér eltéréseinek analízisét. Eddigi vizsgálataink alapján megerősíthetjük azt a mások által is publikált észrevételt, hogy a modell az elmúlt évtized térváltozatának extrapolálásával lényegesen túlbecsülte a lelassult szekuláris változást, s így 30–70 nT többletet ad az intenzitáskomponensekben.

94. ábra. Analóg H regisztrátum 5 napos időablakára, különböző átlagolási intervallummal és mintavételi közzel képzett adatsorok spektrumrészletei, az óraátlag spektrum Nyquist intervallumában

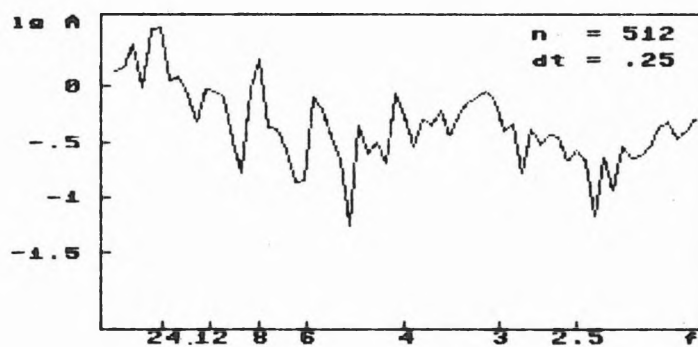
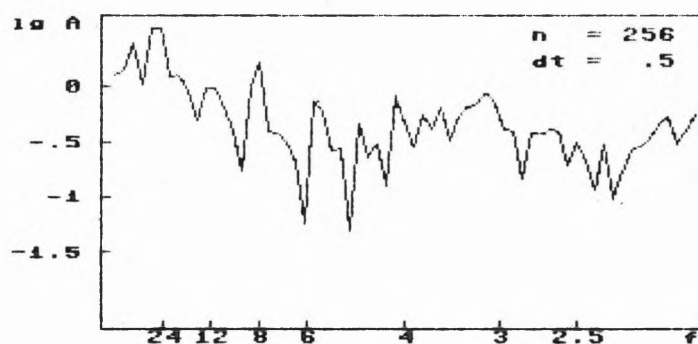
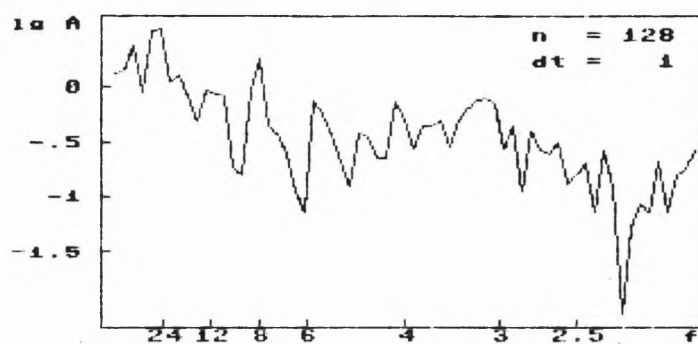
f — periódusidők, órában; n — bemenő adathossz; dt — átlagolási és mintavételi intervallum, órában

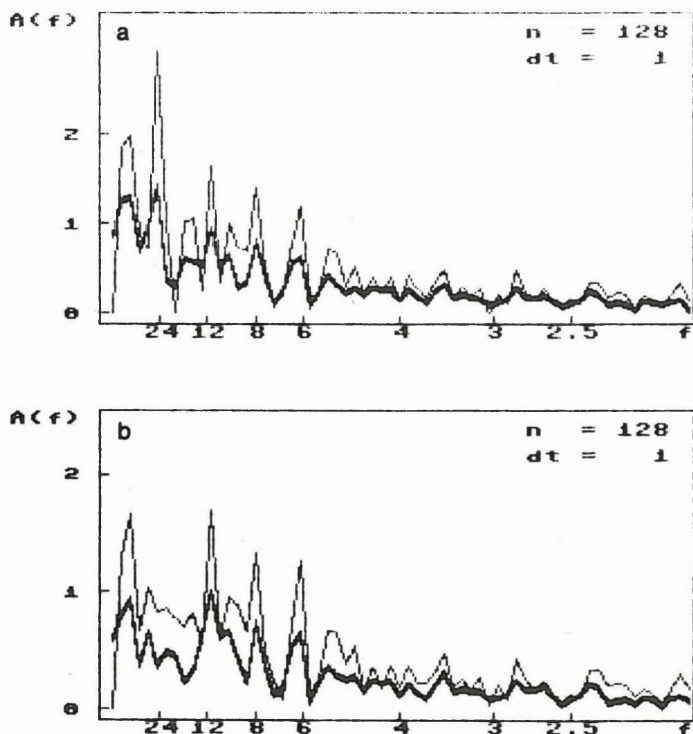
Fig. 94. Spectrum details of the analog H record formed with various averaging intervals and sampling rates for a 5 days long window in the Nyquist interval of the spectrum of hourly means

f — period time, in hours; n — length of input series; dt — averaging and sampling interval in hours

Рис. 94. Части спектра, выраженные в интервала Найквиста спектра среднечасовых значений для аналоговой H записи при пятидневном окне времени с различными интервалами осреднения и взятиями проб

f — периоды, соответствующие частотам (в часах); n — длина введенной серии; dt — интервал осреднения и изъятия пробы (в часах)





95. ábra. Négyyszög ablak (vékony vonal) és Hamming-ablak (vastag vonal) alkalmazásának hatása az óraátlagokból képzett spektrumokra

a) A nyers adatsor spektruma

b) Az a) ábra időszakára Sq szűrővel előkészített adatsor spektruma

f — periódusidők, órában; n — bemenő adathossz; dt — átlagolási és mintavételi intervallum, órában

Fig. 95. Effect of using square window (thin line) and Hamming window (thick line) on spectra of hourly means

a) spectrum of raw data set

b) spectrum of the data set calculated by Sq filtering for the period of figure a)

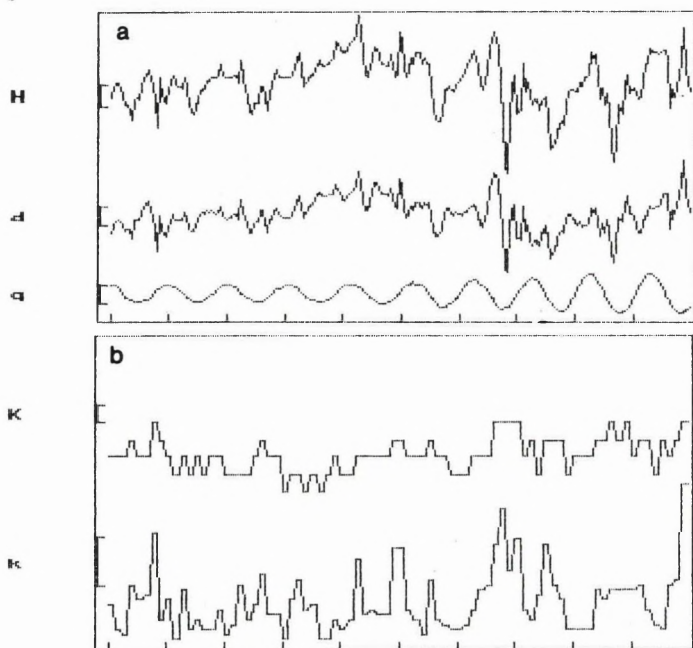
f — period time in hours; n — length of input series; dt — averaging and sampling interval, in hours

Рис. 95. Влияние использования прямоугольного окна (тонкая линия) и окна Хамминга (толстая линия) на спектр, полученный из среднечасовых значений

a) спектры серии первичных данных;

b) спектр, полученный из серии интервала времени, показанной на рис. a) после Sq фильтрации

f — периоды, соответствующие частотам (в часах); n — длина введенной серии; dt — интервал осреднения и изъятия пробы в часах



96. ábra. Horizontális térintenzitás óraátlag adatsorából képzett háromórás indexek

a) Az indexképzés bemeneti adatsorának előállítása

H — bemeneti adatsor; d — az S_q leválasztással nyert helyi D_{st} ; q — az eltávolított nyugodt napi menet. A görbék elején feltüntetett szakasz 10 nT-t jelöl

b) A helyi indexek (k) és a hagyományos 3-órás indexek (K) összehasonlítása

A görbék elején feltüntetett szakaszok az ábrázolt indexek egy-ségnyi értékét jelölik. A vízszintes tengely mindenütt egynapos beosztású

Fig. 96. 3-hour-indices computed from hourly means of horizontal field intensities

a) Preparing the input data set for determination of indices

H — input data array; d — local D_{st} obtained by separating S_q ; q — the removed S_q . Scale at the beginning of the curves: 10 nT

b) Comparison of traditional K -numbers — determined manually from the data set of figure 96/a — and the local indices (k). Units of indices are shown at the beginning of the curves. Scale of horizontal axis is in units of one day

Рис. 96. Индексы в трех измерениях, полученные по серии почасовых средних данных по горизонтальной напряженности поля

a) Сопоставление входной серии данных для получения индексов

H — введенная серия данных; d — местный D_{st} полученный после отделения S_q ; q — убранный ход невозмущенных дней. Участок прямой в начале кривых означает 10 нТ

b) Сравнение местных индексов (k) и традиционных трехчасовых индексов. Участок прямой в начале кривых означает единицу изображенных индексов. Горизонтальная ось везде имеет однодневное деление

1985-ben folytattuk a Budapesten levő Mátyás-hegyi barlangban a graviméteres és az extenzométeres megfigyeléseket. A mérési körülmények javítása érdekében az extenzométer termikus szigetelését tökéletesítettük. Előkészítettük további két kvarcrúd extenzométer helyét: megépültek a szálban álló közethez kötött végpillérek és a köztes tartópillérek a tartó bakokkal.

A gravitációs földárapály észlelési körülményeinek javítására a barlangban egy két helyiségből álló megfigyelő házikó épült. Ennek elkészültével sikerült elérni azt, hogy a föld alatti körülmények ellenére a földárapályt regisztráló graviméterek valamennyi típusával lehessen az állomáson megfigyeléseket végezni, másrészt — mivel a házikó belső helyiségében a hőmérséklet és a páratartalom szabályozható — új műszervizsgálatokra nyílt lehetőség.

Elvégeztük az 1982–83. évi gravitációs földárapály megfigyelések harmonikus analízisét, ennek összefoglaló eredményét a *III. táblázat* tartalmazza. A táblázatban szereplő földárapály paraméterek időbeli stabilitása kedvezőnek mondható, a földárapály paraméterek meghatározásának, illetve az egy leolvasás értékének átlagos négyzetes hibája kicsi.

A 97. ábra a megfigyelések alapján kapott maradék görbe egy szakaszát mutatja 1983 júniusától. A maradék görbe úgy adódik, hogy a megfigyelt görbéből kivonjuk a műszerjárást, valamint az elméleti görbének a harmonikus analízisből nyert, földárapály paraméterekkel korrigált értékeit. Az 1982–83. években megfigyelt maradék görbe amplitúdóspektruma a 98. ábrán látható. A bemutatott amplitúdóspektrum alapján megállapítható, hogy annak értékei az átlagos zajsztintet elsősorban az egész napos, de félnapos hullámok frekvencia sávjában is meghaladják. Az O_1 és K_1 egész napos hullámok frekvenciájának környezetében átlagosan 0,1 mikrogal** adódott, félnapos M_2 esetben szintén 0,1 mikrogal kaptunk. Mivel az említett három fő árapályhullám elméleti amplitúdójának értéke Budapesten rendre 30,95; 43,52 és 34,23 mikrogal, a maradékvektor amplitúdók 0,32; 0,23 és 0,29% amplitúdóhányados hibát jelentenek, ami az analízis eredményekből adódó (lásd *III. táblázat*)

* Varga P.

** $1 \mu\text{gal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$.

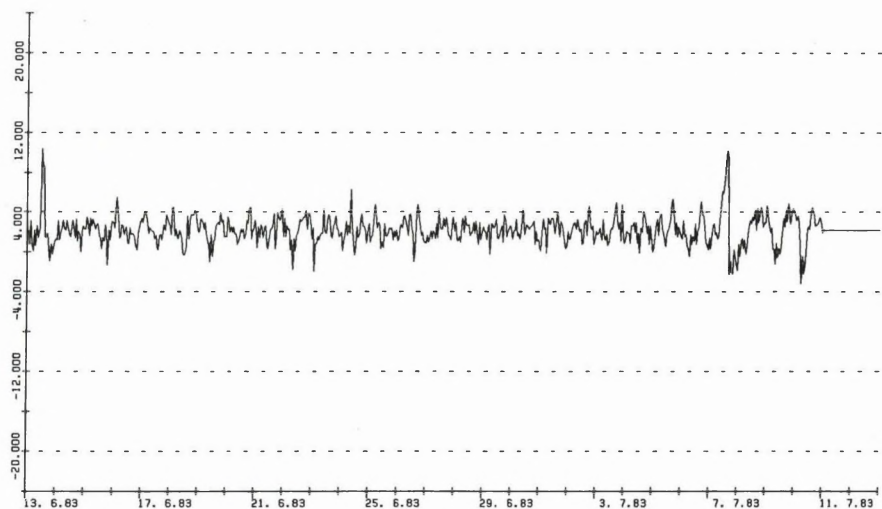
| Hullám Wave Волна | 1982 | | 1983 | | 1982-83 | |
|-------------------------|--|---|--|---|--|---|
| | Amplitúdó hányadosok Amplitude ratios Отношения амплитуд | Fáziskülönbségek Phase differences Разности фаз | Amplitúdó hányadosok Amplitude ratios Отношения амплитуд | Fáziskülönbségek Phase differences Разности фаз | Amplitúdó hányadosok Amplitude ratios Отношения амплитуд | Fáziskülönbségek Phase differences Разности фаз |
| O_1 | 1.1565 ± 0.0022 | $0.16^\circ \pm 0.11^\circ$ | 1.1596 ± 0.0031 | $0.37^\circ \pm 0.15^\circ$ | 1.1558 ± 0.0021 | $0.15^\circ \pm 0.10^\circ$ |
| K_1 | 1.1412 ± 0.0028 | $0.15^\circ \pm 0.14^\circ$ | 1.1500 ± 0.0022 | $0.50^\circ \pm 0.11^\circ$ | 1.1449 ± 0.0015 | $0.26^\circ \pm 0.07^\circ$ |
| N_2 | 1.1681 ± 0.0070 | $0.40^\circ \pm 0.34^\circ$ | 1.1780 ± 0.0089 | $0.43^\circ \pm 0.43^\circ$ | 1.1781 ± 0.0063 | $0.44^\circ \pm 0.30^\circ$ |
| M_2 | 1.1908 ± 0.0014 | $0.63^\circ \pm 0.07^\circ$ | 1.1948 ± 0.0018 | $0.70^\circ \pm 0.09^\circ$ | 1.1897 ± 0.0013 | $0.70^\circ \pm 0.06^\circ$ |
| S_2 | 1.1832 ± 0.0034 | $0.09^\circ \pm 0.16^\circ$ | 1.1882 ± 0.0037 | $0.16^\circ \pm 0.18^\circ$ | 1.1825 ± 0.0027 | $0.18^\circ \pm 0.13^\circ$ |
| K | $1.93 \mu\text{gal}$ $1 \mu\text{gal} =$ 1.10^{-8} m/s^2 | | $2.10 \mu\text{gal}$ | | $1.85 \mu\text{gal}$ | |

K — egy leolvasás átlagos négyzetes hibája. R.m.s. error. Среднеквадратичная ошибка

III. táblázat. A Mátyás-hegyi barlangban 1982-83-ban végzett gravitációs földarápály megfigyelések feldolgozásának eredményei

Table III. Results of processing Earth tide gravity observations conducted in the cave of Mátyás-hill in 1982-1983

Таблица III. Результаты гравиметрических земноприливных наблюдений в пещере Матяшхель в 1982-83



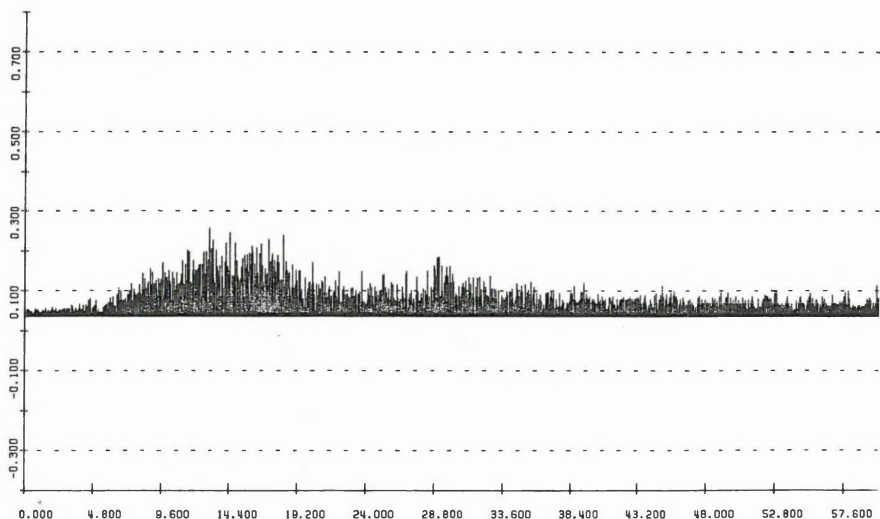
97. ábra. A budapesti gravitációs megfigyelések maradék görbéje mikrogalban 1983. június 13. és július 17. között

Fig. 97. Residual curve of gravity observations in microgals at Budapest, between June 13 and July 17, 1983

Рис. 97. Остаточная кривая будапештских гравитационных наблюдений в микрогаллах, с 13-ого июня по 17-ого июля 1983 г.

hibaértékkal meglehetősen jó egyezést mutat. Az a körülmény, hogy a maradék görbe spektruma különösen az egész napos, de a félnapos hullámok frekvencia-tartományában is lényegesen meghaladja az átlagos zajszintet, arra utal, hogy ezekben a frekvenciasávokban szisztematikus komponensek vannak jelen.

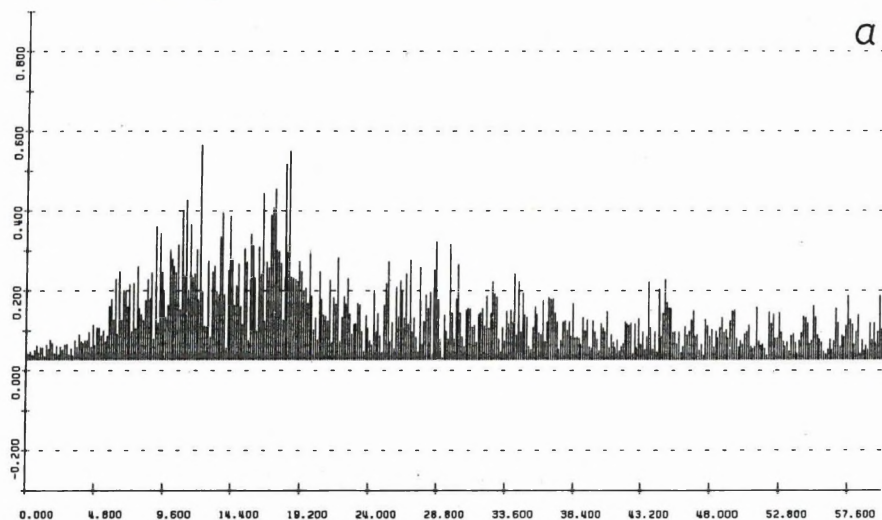
Az 1982 decembere és 1983 októbere között végzett megfigyelések 2,5–3 hónapos megfigyelési szakaszai alapján kapott maradék görbe amplitúdó-spektrumok (99. ábra) minden egyes esetben egyértelmű maximumot mutatnak az egész napos hullámok frekvenciasávjában, míg a félnaposak esetében egyértelmű maximum csak az 1983 április–júniusi szakaszban mutatható ki. Ez a tény azt mutatja, hogy a maradék görbe hőmérsékleti hatást tükröz. Ha ugyanis a maradékvektor anomáliái a földárapály nem tökéletes kizárásából erednének, akkor az anomáliák mind a félnapos, mind az egész napos hullámok esetében jelentkeznének. A maradék görbe spektrumanomáliái nem magyarázhatók a légnyomásváltozások hatásával sem. Ebben az esetben ugyanis — mivel a barometrikus változás $30^\circ/\text{h}$ frekvenciájú szisztematikus komponenssel bír — a félnapos hullámok frekvenciasávjában kellene rendszeres maximumnak jelen lennie.



98. ábra. Az 1982-83. évi, Budapesten végzett megfigyelések maradék görbéjének amplitúdóspektruma (az amplitúdóértékek mikrogalban értendőek)

Fig. 98. Amplitude spectrum of the residual curve of observations at Budapest in 1982-83 (amplitude values are given in microgals)

Рис. 98. Амплитудный спектр остаточной кривой наблюдений, выполненных в Будапеште в 1982-83 гг. (значения амплитуд в микрогаллах)



99. ábra. Az 1982-83. évi megfigyelések egyes szakaszainak maradék görbéiből kapott amplitúdóspektrumok mikrogalban

a) 1982. december 14 – 1983. március 31

b) 1983. április 1 – 1983. október 15

c) 1983. július 1 – 1983. október 15

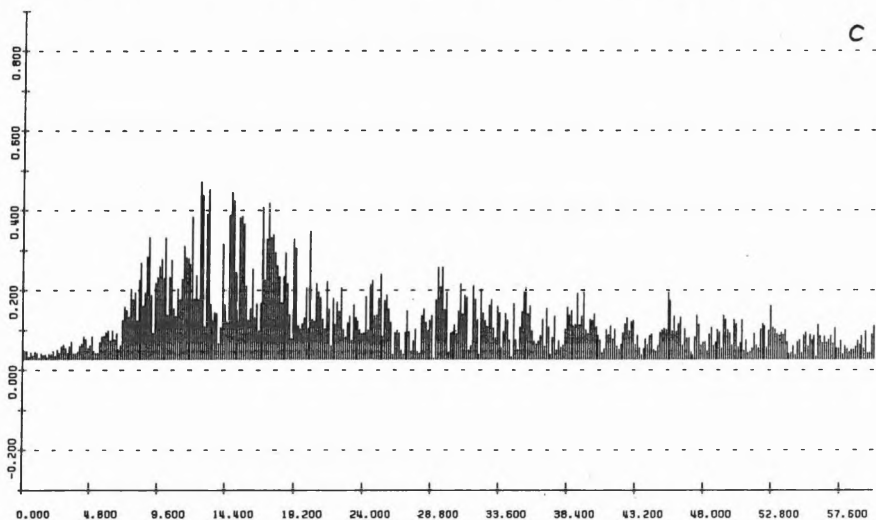
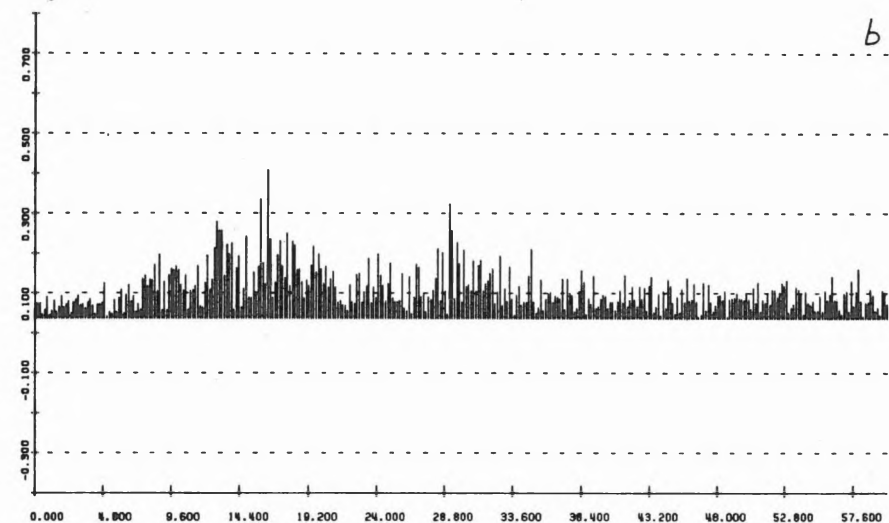


Fig. 99. Amplitude spectra in microgals computed from the residual curves of selected series of observations in 1982-83
 a) December 14, 1982 - March 31, 1983
 b) April 1, 1983 - June 30, 1983
 c) July 1, 1983 - October 15, 1983

Рис. 99. Амплитудные спектры в микрогаллах, полученные из некоторых отрезков остаточной кривой наблюдений 1982-83 гг.
 а) с 14-ого декабря 1982 г. по 31-ого марта 1983 г.
 б) с 1-ого апреля 1983 г. по 15-ого октября 1983 г.
 в) с 1-ого июля 1983 г. по 15-ого октября 1983 г.

A IV. táblázat az ELGI regisztráló graviméterével mért földárapály paraméterek összehasonlítása révén meghatározza azok megbízhatóságát. Ezt a kérdést az teszi fontossá és aktuálissá, hogy mivel a műszerek hitelesítési hibája 0,5%, nincs objektív lehetőségünk a különböző műszerekkel kapott amplitúdóhányadosok megalapozott együttes értelmezésére. A táblázatban közölt eredmények azt mutatják, hogy a BN-07 műszerrel kapott amplitúdó-hányados értékek Pecnyben és Potsdamban átlagosan 0,36%-kal nagyobbak voltak, mint az azokon az állomásokon hosszú évek óta üzemelő GS-15, GS-222 és GS-228 graviméterek esetében. Ugyanakkor az BN-07 műszerrel kapott eredmény jó egyezést mutat a különböző szerzők statisztikai vizsgálatainak eredményeivel és az elméleti földmodellekre kapott értékekkel [VARGA, GERSTENECKER, GROTEN, HÖNIG, 1985]. A kérdés további vizsgálatát fogja remélhetőleg elősegíteni az, hogy 1985-ben a prágai Geodéziai, Topográfiai és Kartográfiai Kutató Intézet és a prágai Műszaki Egyetem kutatóival közös földárapály megfigyeléseket folytattunk. A csehszlovák műszerrel (GS-15 és GS-228) jó minőségű földárapály görbéket sikerült regisztrálni az 1984 novembere és 1986 januárja közötti időszakban.

A gravitációs földárapály megfigyelések eredményeinek értelmezéséhez a maradék vektorok hasznos eszközt jelentenek. Mint ismeretes, ez a vektor úgy állítható elő, hogy az egyes fő árapályhullámok megfigyelt vektoraiból kivonjuk a hozzájuk tartozó, az óceáni árapály hatását leíró terhelési vektort, valamint a rugalmas Föld esetére számított elméleti gravitációs változás vektorát. Ebben az esetben természetesen elsődleges fontossággal bír ezen vektorok átlagos négyzetes hibaértékeinek meghatározása. Ezen kérdés részletes vizsgálata [GERSTENECKER, VARGA, 1985, 1986] megmutatta, hogy a reziduál vektorok hibái függenek a tengeri árapályból számított terhelési vektorok bizonytalanságától, az elfogadott földmodelltől és természetesen a megfigyelések hibáitól. Ez utóbbi elsősorban műszerhitelesítési problémákkal hozható kapcsolatba. Ezért, sajnálatos módon, jelenleg a legmegalapozottabb következtetésekhez a maradék vektorok területi változását illetően úgy juthatunk, hogy egyetlen műszerrel különböző megfigyelési helyeken kapott maradék vektorokat hasonlítunk össze. Ezért a Darmstadti Műszaki Egyetem La Coste Romberg ET-16 műszerével 13 különböző helyen végzett megfigyelések eredményeit vetettük egybe. Ez a regisztráló graviméter mindenkor igen jó belső pontossággal jellemezhető megfigyeléseket tett lehetővé és a műszerrel az említett 13 állomáson a megfigyelések mindennemű műszaki változtatás nélkül folytak. A legfontosabb földárapály hullámok (O_1 , K_1 , M_2 és S_2) esetére meghatározott maradék vektor értékek és azok hibái az V. táblázatban láthatók. Ezeket az értékeket Molodensky modelljének felhasználásával határoztuk meg, a VI. táblázatban szereplő adatokat pedig Wahr modelljének alapján számítottuk.

a

| Hullám Wave Волна | Potsdam | Pecny | Budapest |
|---|------------|------------|----------|
| | GS-15, 222 | GS-15, 228 | BN-07 |
| O_1 | 1.1515 | 1.1486 | 1.1568 |
| M_2 | 1.1852 | 1.1848 | 1.1830 |
| | BN-07 | BN-07 | |
| O_1 | 1.1575 | 1.1590 | |
| M_2 | 1.1878 | 1.1850 | |
| $\frac{O_1(\text{GS-15})}{O_1(\text{BN-07})}$ | 0.9948 | 0.9910 | |
| $\frac{M_2(\text{GS-15})}{M_2(\text{BN-07})}$ | 0.9978 | 0.9988 | |

b

| Hullám Wave Волна | Potsdam | Pecny | Budapest |
|-------------------------|------------|------------|----------|
| | GS-15, 222 | GS-15, 228 | BN-07 |
| O_1 | 1.158 | 1.155 | 1.161 |
| M_2 | 1.158 | 1.158 | 1.160 |
| | BN-07 | NB-07 | |
| O_1 | 1.163 | 1.165 | |
| M_2 | 1.161 | 1.168 | |

IV. táblázat. Az ELGI földárapály megfigyeléseinek összehasonlítása különböző állomásokon, O_1 és M_2 amplitúdóhányadosok segítségével

a — észlelt értékek; b — észlelt értékek, óceáni indirekt hatás nélkül

Table IV. Comparison of Earth tide observations by ELGI on various stations by means of amplitude ratios O_1 and M_2

a — observed values; b — observed values without the indirect effect of oceans

Таблица IV. Сравнение результатов, полученных на различных станциях для волн O_1 и M_2 с регистрирующим гравиметром ЭЛГИ

a — наблюдаемое значение; b — наблюдаемые значения без косвенного океанического эффекта

| Hullám Wave Волна | Állomás Station Станция | Maradék vektor Residual vector Остаточный вектор | | | Hullám Wave Волна | Állomás Station Станция | Maradék vektor Residual vector Остаточный вектор | | |
|-------------------------|-------------------------------|--|---|----------------|-------------------------|-------------------------------|--|---|--|
| | | Amplitúdó (μgal) Амплитуда | Fázis (fok) Phase (degree) Фаза (градусы) | | | | Amplitúdó (μgal) Амплитуда | Fázis (fok) Phase (degree) Фаза (градусы) | |
| O ₁ | Berchtesgaden | .60 ± .21 | 5 ± 18 | M ₂ | Berchtesgaden | | .72 ± .45 | 41 ± 20 | |
| | W. Berlin | .53 .10 | -38 23 | | W. Berlin | | .19 .29 | -74 101 | |
| | Braunschweig | .59 .12 | -42 23 | | Braunschweig | | .45 .21 | -52 58 | |
| | Darmstadt | .26 .09 | -56 43 | | Darmstadt | | .28 .28 | -31 106 | |
| | Kiel | .40 .09 | -73 32 | | Kiel | | .16 .34 | 79 100 | |
| | München | .39 .20 | -4 20 | | München | | .29 .48 | 48 45 | |
| | Münster | .31 .15 | -22 32 | | Münster | | .36 .42 | 85 61 | |
| | Obrigheim | .51 .19 | -9 17 | | Obrigheim | | .39 .35 | -19 68 | |
| | Paris | .67 .20 | -20 15 | | Paris | | .72 .58 | -29 55 | |
| | Stuttgart | .46 .20 | -8 18 | | Stuttgart | | .27 .46 | -1 77 | |
| | Wolfstein | .27 .11 | 74 39 | | Wolfstein | | .18 .49 | -2 119 | |
| | Würzburg | .36 .16 | -23 25 | | Würzburg | | .09 .27 | -30 40 | |
| | Zürich | .25 ± .19 | -14 ± 22 | | Zürich | | .48 ± .57 | 18 ± 30 | |
| K ₁ | Berchtesgaden | .83 ± .08 | 8 ± 20 | S ₂ | Berchtesgaden | | .77 ± .16 | 56 ± 21 | |
| | W. Berlin | 1.11 .21 | -63 16 | | W. Berlin | | .42 .20 | -20 20 | |
| | Braunschweig | .80 .21 | -35 18 | | Braunschweig | | .62 .21 | -40 21 | |
| | Darmstadt | .47 .20 | -56 12 | | Darmstadt | | .22 .20 | -9 48 | |
| | Kiel | .35 .14 | 9 30 | | Kiel | | .25 .17 | 46 50 | |
| | München | .93 .08 | 20 19 | | München | | .68 .21 | 10 23 | |
| | Münster | .76 .11 | 10 20 | | Münster | | .69 .20 | 40 24 | |
| | Obrigheim | .94 .17 | -24 14 | | Obrigheim | | .32 .20 | -32 34 | |
| | Paris | 1.10 .12 | 20 17 | | Paris | | .87 .26 | 12 21 | |
| | Stuttgart | .07 .09 | 11 17 | | Stuttgart | | .71 .20 | 2 21 | |
| | Wolfstein | .40 .20 | -73 17 | | Wolfstein | | .22 .20 | 23 51 | |
| | Würzburg | .03 .13 | -3 12 | | Würzburg | | .40 .19 | 20 29 | |
| | Zürich | .43 ± .19 | -41 ± 21 | | Zürich | | .43 ± 0.2 | 2 ± 28 | |

V. táblázat. La Coste Romberg ET-16 graviméterrel végzett megfigyelések maradék vektorai, Molodensky elmélete alapján

Table V. Residual vectors of observations with La Coste Romberg ET-16 gravimeter, according to Molodensky's theory

Таблица V. Остаточные векторы на основании наблюдений с La Coste Romberg ET-16 гравиметром, на базе теории Молоденского

| Hullám Wave Волна | Állomás Station Станция | Maradék vektor Residual vector Остаточный вектор | | Hullám Wave Волна | Állomás Station Станция | Maradék vektor Residual vector Остаточный вектор | |
|-------------------------|-------------------------------|--|---|-------------------------|-------------------------------|--|---|
| | | Amplitúdó (μgal) Амплитуда | Fázis (fok) Phase (degree) Фаза (градусы) | | | Amplitúdó (μgal) Амплитуда | Fázis (fok) Phase (degree) Фаза (градусы) |
| O ₁ | Berchtesgaden | 1.03 ± .21 | 3 ± 15 | M ₂ | Berchtesgaden | 1.09 ± .44 | 25 ± 17 |
| | W. Berlin | .78 .13 | -25 17 | | W. Berlin | .36 .20 | -30 64 |
| | Braunschweig | .84 .15 | -28 19 | | Braunschweig | .65 .23 | -33 41 |
| | Darmstadt | .55 .16 | -23 16 | | Darmstadt | .60 .38 | -13 42 |
| | Kiel | .53 .09 | -46 26 | | Kiel | .28 .38 | 34 45 |
| | München | .80 .20 | -2 15 | | München | .65 .46 | 19 25 |
| | Münster | .61 .18 | -11 19 | | Münster | .47 .53 | 50 28 |
| | Obrigheim | .89 .19 | -5 13 | | Obrigheim | .75 .41 | -10 33 |
| | Paris | 1.05 .20 | -12 14 | | Paris | 1.07 .68 | -19 33 |
| | Stuttgart | .85 .20 | -4 14 | | Stuttgart | .67 .46 | -1 33 |
| | Wolfstein | .40 .13 | -41 26 | | Wolfstein | .54 .50 | -1 40 |
| | Würzburg | .71 .18 | -12 15 | | Würzburg | .43 .40 | -6 52 |
| | Zürich | .68 ± .20 | -5 ± 12 | | Zürich | .93 ± .55 | 9 ± 55 |
| K ₁ | Berchtesgaden | 1.05 ± .08 | 2 ± 16 | S ₂ | Berchtesgaden | .51 ± .16 | 47 ± 25 |
| | W. Berlin | .64 .20 | -51 11 | | W. Berlin | .43 .20 | -19 20 |
| | Braunschweig | .82 .19 | -25 15 | | Braunschweig | .47 .20 | -44 23 |
| | Darmstadt | .50 .18 | -33 14 | | Darmstadt | .31 .20 | -12 34 |
| | Kiel | .63 .15 | 2 19 | | Kiel | .04 .14 | 67 58 |
| | München | 1.33 .08 | 10 15 | | München | .23 .20 | -13 41 |
| | Münster | 1.06 .12 | 4 16 | | Münster | .28 .18 | 40 42 |
| | Obrigheim | 1.07 .15 | -17 12 | | Obrigheim | .33 .20 | -34 32 |
| | Paris | 1.08 .12 | 8 15 | | Paris | .50 .23 | -9 32 |
| | Stuttgart | 1.16 .10 | 4 14 | | Stuttgart | .47 .20 | -9 25 |
| | Wolfstein | .52 .18 | -35 16 | | Wolfstein | .24 .20 | 2 47 |
| | Würzburg | .31 .15 | -13 30 | | Würzburg | .36 .19 | 8 29 |
| | Zürich | .17 ± .07 | 14 ± 69 | | Zürich | .55 ± .20 | -3 ± 22 |

VI. táblázat. La Coste Romberg ET-16 graviméterrel végzett megfigyelések maradék vektorai, Wahr elmélete alapján

Table VI. Residual vectors of observations with La Coste Romberg ET-16 gravimeter, according to Wahr's theory

Таблица VI. Остаточные векторы на основании наблюдений La Coste Romberg ET-16 гравиметром, на базе теории Вара

A maradék vektorokkal kapcsolatos vizsgálatok eredményei a következőkben összegezhetők:

1. A maradék vektorok irányítottságának területi eloszlása mind a négy vizsgált árapályhullám esetében hasonló.
2. A maradék vektorok iránya és nagysága nagyon jelentős mértékben függ a terhelési vektor paramétereitől, azaz a tengeri árapály térképek esetleges hibái jelentős mértékben hatnak a maradék vektorok számított amplitúdójának és fázisának értékére. A reziduál fázisok szórása jelentős mértékben függ az elfogadott földmodell tulajdonságaitól is.
3. A maradék vektorok Európa középső részén K-i vagy DK-i irányban mutatnak.
4. A maradék vektorok statisztikai értelemben szignifikánsak. Ez a megállapítás az M_2 hullám esetében csak akkor igaz — tekintettel arra, hogy ez a hullám függ a legjelentősebb mértékben az óceáni eredetű terhelő hatástól —, ha a felhasznált óceáni árapálytérkép minősége megfelelő és a terhelési számításokat a szükséges pontossággal végeztük el.
5. O_1 és K_1 maradék vektorok, M_2 -vel ellentétben, lényegesen nagyobbak, mint a megfelelő terhelési vektoraik. Annak alapján, hogy a fő árapályhullámok esetében a maradék vektorok területi eloszlása jó közelítéssel megegyezőnek mondható, és hogy szemben az M_2 hullám esetével, az O_1 és K_1 maradék vektorai lényegesen meghaladják az óceáni árapály gravitációs és terhelő hatásából származó vektorok nagyságát, megállapítható, hogy a maradék vektorok a laterálisan inhomogén Föld árapály okozta deformációkkal hozhatók kapcsolatba.

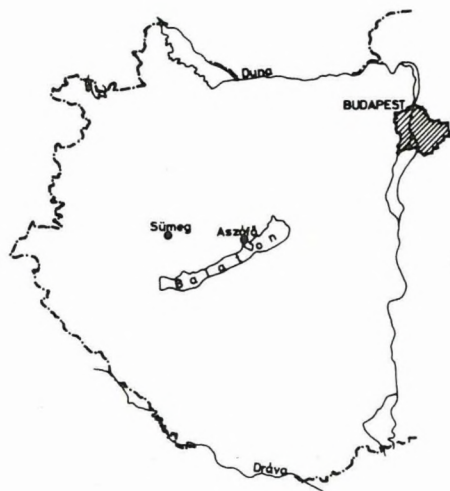
A fentiek alapján szükséges, hogy a Föld laterális inhomogenitásának kimutatásához a korábbiaktól eltérően (amikor csak az M_2 hullám képezte a vizsgálatok tárgyát) az összes fő árapályhullám reziduál vektorait is felhasználjuk.

Irodalom

- GERSTENECKER, C., VARGA P. 1985: On the distribution of the residual vectors Earth's tide gravity observations in Central Europe. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 81, Teil I., pp. 150–165.
- VARGA, P., GERSTENECKER, C., GROTEN, E., HÖNIG, W. 1985: Gravimetric earth tide observations in Tihany, reliability and interpretation. Annales Geophysicae, 3, 4, pp. 493–498.
- GERSTENECKER, C., VARGA, P. 1986: Some questions concerning the interpretation of the residual vectors. Journées Luxembourgeoises de Géodynamique, 60ème session. Comptes Rendus (in press).

A földtani alapszelvények komplex vizsgálata részeként két szelvényből készült paleomágnesezési vizsgálat: az aszófői alsó és középső triász szelvény anizuszi szakaszáról és a sümegi Mogyorósdomb 2. sz. alapszelvény felső jura szakaszáról (100. ábra). Az előbbit a felsőörsi Malom-völgy középső triász, az utóbbit a mogyorósdombi 1. sz. alapszelvény magnetosztatográfiai ellenőrző szelvényének szántuk.

A remanens mágnesezettséget JR-4 magnetométeren, a szuszceptibilitást KLY-2 szuszceptibilitás mérő hídon mértük. A mintákat hőkezeléssel Schonstedt kemencében tisztítottuk. A remanens mágnesezettséget és a szuszceptibilitást minden tisztítási lépésben újramértük. A mérési eredmények feldolgozásában a korábban követett feldolgozási eljárásokon kívül kritikus tisztítási lépésekben kétszer ugyanazon a hőmérsékleten, de ellentétes orientációban lemágnesezett minták irányegyezését, ill. különbségét is elemeztük, és a feldolgozásban egy IBM PC számítógépet is használtunk (pl. ortogonális vetületek készítésére).



100. ábra. Az aszófői triász és a sümegi felső jura–alsó kréta alapszelvény helye

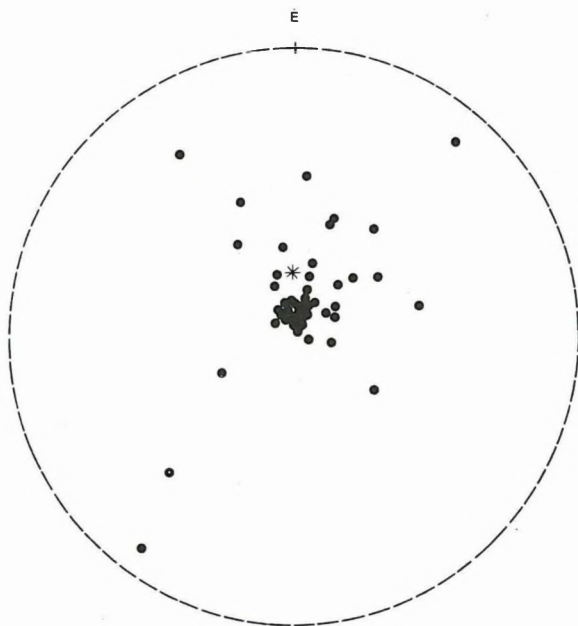
Fig. 100. The location of the Triassic basic section at Aszófő and the Late Jurassic–Early Cretaceous basic section at Sümeg

Рис. 100. Место расположения опорных геологических разрезов Асофё (триас) и Шюмег (верхняя юра)

* Mártonné Szalay E.

A körülbelül 40 m hosszú szelvény 91. és 35. rétege között általában rétegenként egy mintát fúrtunk. A szelvényben az általános dőlés északnyugati, de a 35. réteg táján rétegismétlődésre utaló zavart település észlelhető. A zavart szakasztól különbözőképpen dőlő rétegekből 12 mintát gyűjtöttünk. A flexuránál idősebb szelvényszakaszt nem mintáztunk.

A minták természetes remanens mágnesezettsége (NRM) és szuszceptibilitása (χ) gyenge, utóbbi gyakran diamágneses. Az NRM irányok tisztítás előtt a mai helyi földmágneses tér közelében csoportosulnak (101. ábra), ami átmágneseződésre utal. Termolemágnesezésre 475 °C-ig nem következik be lényeges irányváltozás (102. ábra), de néhány minta NRM-je elpusztul.



101. ábra. Aszófő, alsó és középső triász alapszelvény NRM irányai tisztítás előtt. Szög tartó vetület

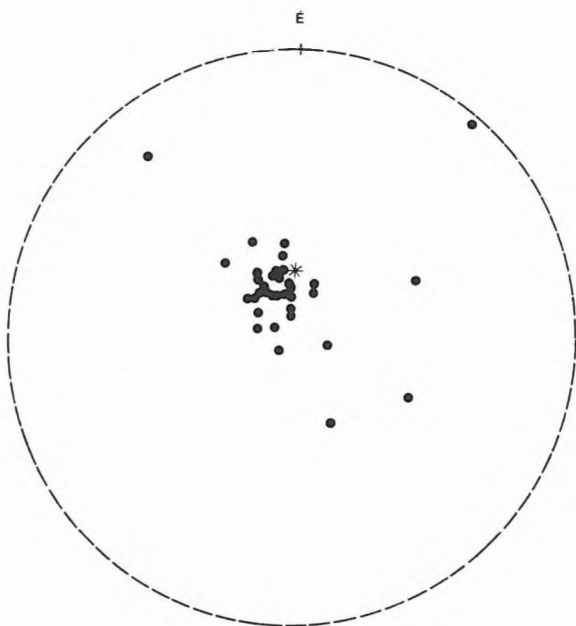
Csillag: a mai helyi földmágneses tér iránya; pont: normál polaritás; kör: fordított polaritás

Fig. 101. Aszófő, Early-Middle Triassic. NRM direction before cleaning. Stereographic projection

Star: direction of the present local magnetic field; dot: normal polarity; circle: reverse polarity

Рис. 101. Опорный разрез нижнего и среднего триаса Асофё. NRM направления перед чисткой. Проекция, не искажающая углы

Звезда: направление современного местного геомагнитного поля; точка: нормальная полярность; круг: обратная полярность



102. ábra. Aszófő, alsó- és középső triász alapszelvény NRM irányai 475 °C-on. Szögtartó vetület

Csillag: a mai helyi földmágneses tér iránya. Csak normál polaritás

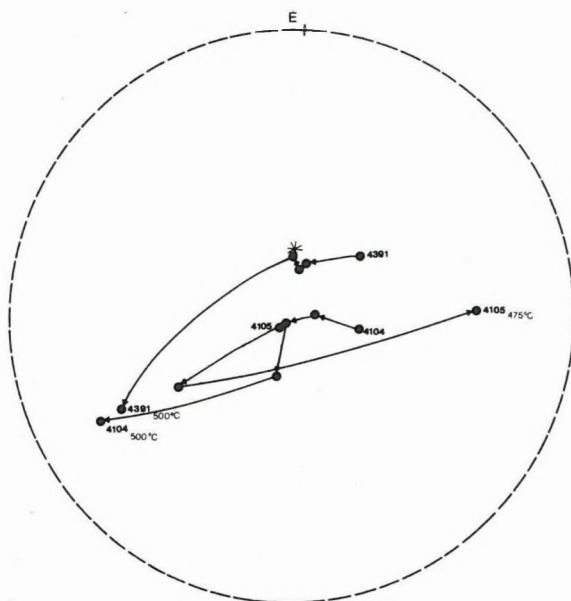
Fig. 102. Aszófő, Early-Middle Triassic basic section. Direction of the NRM following cleaning at 475 °C. Stereographic projection

Star: direction of the present local magnetic field. Normal polarities

Рис. 102. Асофё, направления NRM из опорного разреза нижнего и среднего триаса. Равноугольная проекция

Звезда: направление современного местного геомагнитного поля. Только нормальная полярность

500 °C-on viszont a minták NRM-je már torzul, az erősen mágnesezhető új ásványfázisok keletkezése miatt (103. ábra). A tisztított NRM irányok elsőlegességét kétségesé teszi a mai tér irányához való hasonlatosságuk. Az elsőlegességgel kapcsolatban további kétségeket támaszt az egy rétegből származó, függetlenül tájolt minták irányainak különbsége (103. ábra), valamint az, hogy egyetlen fordított polaritású sincs közöttük, holott a felsőörsi Malom-völgy hasonló korú kőzetein többszörös polaritásváltás volt megfigyelhető (104. ábra). Következésképpen a szelvény magnetosztatográfiai értelmezésre nem alkalmas.



103. ábra. Aszófő, alsó- és középső triász alapszelvény NRM irányai szögtartó vetületen

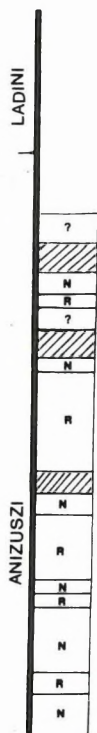
4104., 4391. és 4105. egy rétegből származó, függetlenül tájolt minták viselkedése termolemagnesezésre (4104. és 4391. minta: NRM, 150°, 300°, 400°, 500°; 4105. minta: NRM, 400°, 475°)

Fig. 103. Aszófő, Early-Middle Triassic basic section. Directions on a stereographic plot

Samples 4104., 4391. and 4105. all collected from the same bed, but independently oriented (samples 4104. and 4391.: NRM, 150°, 300°, 400°, 500°; sample 4105.: NRM, 400°, 475°)

Рис. 103. Направления NRM из опорного разреза нижнего и среднего триаса (Асофё) на равноугольной проекции

Поведение независимо ориентированных образцов 4104., 4391., и 4105. из одного и того же слоя (образцы 4104. и 4391.: NRM, 150°, 300°, 400°, 500°; образец 4105.: NRM, 400°, 475°)



104. ábra. A felsőörsi Malomvölgy középső triász szelvényén megfigyelt polaritászónák

N — normál polaritás; R — fordított polaritás; vonalazott — mintavételi hiány; kérdőjel — bizonytalan polaritás

Fig. 104. Polarity zones observed in the Middle Triassic Malomvölgy section at Felsőörs

N — normal polarity; R — reverse polarity; shaded — no data; ? — uncertain polarity

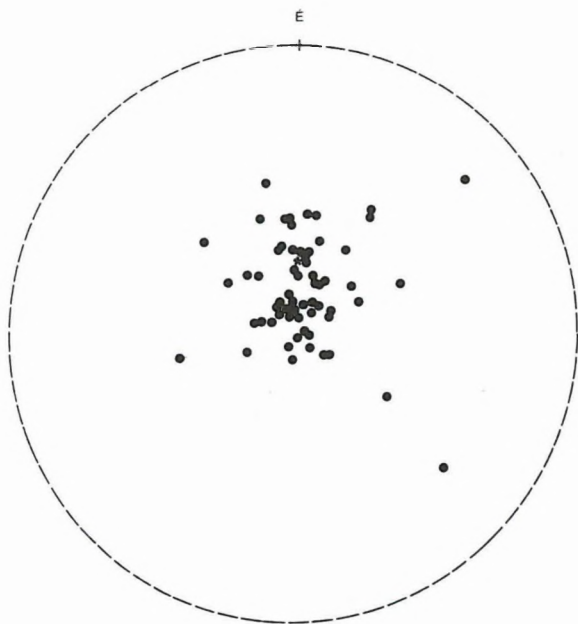
Рис. 104. Зоны полярности, наблюдаемые в среднем триасе долины Маломвельд у с. Фелшоёрш

N — нормальная полярность; R — обратная полярность; заштриховано — неопробованный интервал; ? — неясная полярность

A sümegi Mogyorósdomb 2. számú földtani alapszelvény paleomágneses vizsgálata

A szelvény mintázásra hozzáférhető 63 m hosszú szakaszán 67 mintát gyűjtöttünk. A szelvényben az általános dőlés északnyugati, a mintáknak csak 10%-a származik délkeletre dőlő kissé átbuktatott rétegekből.

Az NRM és κ gyenge, utóbbi esetenként diamágneses. A tisztítás előtti irányok a mai helyi földmágneses tér iránya köré csoportosulnak (105. ábra). A tisztítás optimális hőmérséklete a mogyorósdombi 1. sz. alapszelvény tapasztalata alapján 500 °C, ezért a mintákat rögtön ezen a hőmérsékleten kezeltük. A szuszceptibilitás megnövekedése miatt a hőkezelést a legtöbb esetben megismételtük úgy, hogy a minták a kemencében ellentétes orientációban voltak. Ezzel az új mágnesezhető fázisok — a kemence kis mágneses terében (1 nT) — felvett remanenciájának esetleges torzító hatását kívántuk ellenőrizni. Ahol az ismételt felmelegítés után mért irányok eltértek, a mintákat kirekesztettük a magnetosztatográfiai értelmezésből. A tisztított, megbízható NRM irányok eltérnek a mai tér irányától, normál és fordított polaritásúak is vannak közöttük (106. ábra).



105. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb, 2. sz. földtani alapszelvény. NRM irányok lemágnesezés előtt. Szögtartó vetület, az inklinációk pozitívok

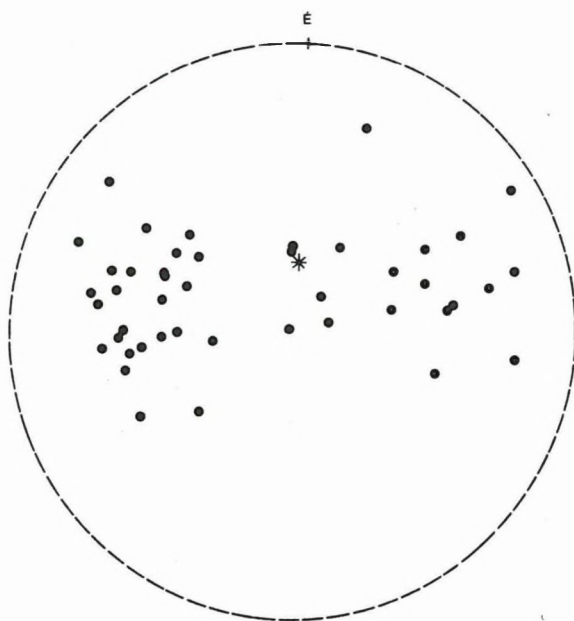
Csillag: a mai helyi földmágneses tér iránya

Fig. 105. Sümeg, Mogyorósdomb, basic section No 2. NRM directions before demagnetization. Stereographic projection, positive inclinations

Star: direction of the present local magnetic field

Рис. 105. Направления NRM из опорного геологического разреза Модьоршдомб у г. Шюмег перед размагничиванием

Равноугольная проекция, наклонения положительные. Звезда: направление современного геомагнитного поля



106. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb, 2. sz. földtani alapszelvény. NRM irányok 500 °C-on, tektonikai korrekció után. Szögtartó vetület

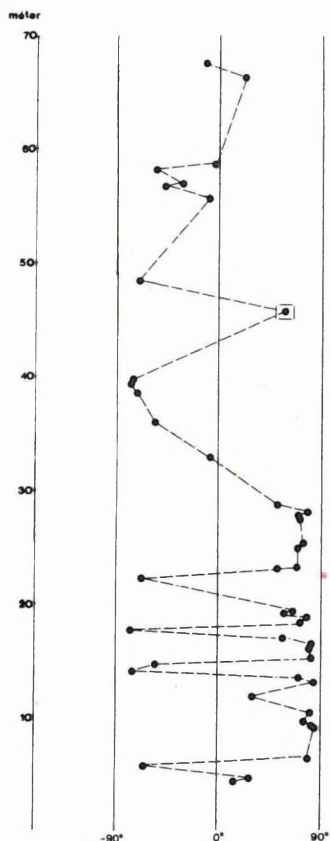
Csillag: a mai helyi földmágneses tér iránya; kör: negatív inklináció; pont: pozitív inklináció

Fig. 106. Sümeg, Mogyorósdomb, geological basic section No 2. NRM directions following cleaning at 500 °C, tilt-corrected. Stereographic projection

Star: direction of the present local magnetic field; circle: negative inclination, dot: positive inclination

Рис. 106. Шюмег, опорный геологический разрез Модьоршдомб 2. Направления NRM при 500 °C, после тектонической поправки. Равноугольная проекция

Звезда: направление современного местного геомагнитного поля; круг: отрицательное наклонение; точка: положительное наклонение



107. ábra. Sümeg, Mogyorósdomb, 2. sz. földtani alapszelvény. A látszólagos pólusszélesség (VGP) változása a szelvény mentén

0°-tól +90°-ig: normál polaritás, 0°-tól -90°-ig: fordított polaritás

Fig. 107. Sümeg, Mogyorósdomb, geological basic section No 2. Change in the VGP latitude in the section

From 0° to +90°: normal polarity, from 0° to -90°: reverse polarity

Рис. 107. Шюмег, опорный геологический разрез Модьорошдomb 2. Изменение кажущейся полярной широты вдоль профиля

от 0 до +90°: нормальная полярность, от 0 до -90°: обратная полярность

A mágneses zónákat a látszólagos földmágneses pólus (VGP) szélességekből vezettük le (107. ábra). A VGP szélességek meghatározásához kiszámítottuk a tisztított NRM tektonikailag korrigált középirányát is, amely kitűnő egyezésben van a Mogyorósdomb 1. sz. alapszelvény hasonló korú kőzetein megfigyelt középiránnyal:

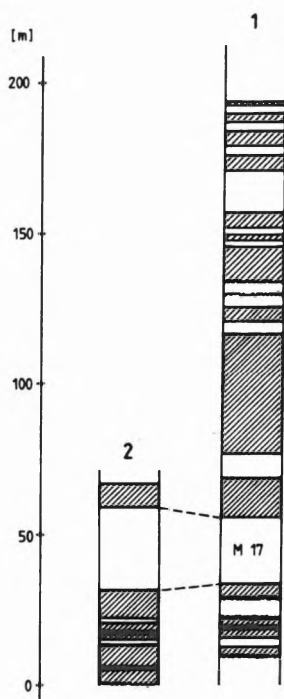
1. sz. alapszelvény, felső jura:

$$D = 260^\circ \quad I = 32^\circ$$

2. sz. alapszelvény, felső jura:

$$D = 266^\circ \quad I = 34^\circ$$

A VGP szélességekből megszerkesztett zónaváltási skála jól korrelálható a Mogyorósdomb 1. sz. alapszelvény mágneses zónáival (108. ábra).



108. ábra. Paleomágneses zónák a sümegi Mogyorósdomb 1. és 2. számú földtani alapszelvényében

Vonalazott: normál polaritás, fehér: fordított polaritás

Fig. 108. Palaeomagnetic zones in the No 1. and No 2. basic sections of Sümeg, Mogyorósdomb

Shaded: normal polarity, white: reverse polarity

Рис. 108. Палеомагнитные зоны в опорных геологических разрезах Модьорошдomb 1 и 2.

Заштриховано: нормальная полярность, незалито: обратная полярность

1985-ben befejeződtek az Egységes Gravitációs Alaphálózat (EGH) cseh-szlovák–magyar szakaszának graviméteres mérései.

Megtörtént a budapesti repülőtér (Ferihegy) rekonstrukciója miatt pusztulásra ítélt országos gravimetriai alappont (MEGP 29) áthelyezése és excentreinek újramérése. Ehhez a munkához kapcsolódva folytattuk az 1980-ban elkezdett, új II. rendű bázishálózat mérését; a mérési kapcsolatoknak mintegy 80%-át mértük le eddig három graviméterrel.

Számításokat végeztünk annak vizsgálatára, hogy a légtömegek helyzetének és állapotának időbeli változásából származó nyomásváltozás milyen hatást gyakorol a különböző időben, ugyanazon ponton abszolút módszerrel meghatározott g értékre. Ez a hatás két részből áll. Az egyik a mozgó légtömeg közvetlen gravitációs hatása, a másik pedig onnan származik, hogy a légnyomás változása a Föld alakjának deformációit vonja maga után. Vizsgálatainkhoz felhasználtuk az Országos Meteorológiai Szolgálat rádiószondás méréseit (20 km-es, vagy annál nagyobb magasságban végzett mintavételezések), és talajszinti adatait, valamint az 1:10 000 000 méretarányú meteorológiai térképeket. A kétféle hatást külön-külön is számoltuk különböző térfogatokra terjesztve ki a vizsgálatokat: az észlelési pontból különböző nyílásszögű, 20 km magas kúpokat vettünk fel, s az ezekhez tartozó légtömegek hatásait vizsgáltuk. Megállapítottuk, hogy a Közép-Európában maximálisan előforduló mintegy 30 Mbar légnyomásváltozás hatása jelentős. A vizsgált pont ún. belső zónájában (1° -os nyílásszögű kúp) a teljes hatás eléri a 130 nms^{-2} ($13 \text{ } \mu\text{gal}$) értéket. Ebben a zónában a teljes érték mintegy 95%-a a közvetlen gravitációs hatás. A külső zónákban (max. 30° -os nyílásszögű kúp) a Föld deformációiból származó hatás egyre nagyobb, de nem haladja meg az összhatás 20%-át. Ugyanazon helyen, különböző időben végzett abszolút g meghatározások eredményeinek összehasonlításánál tehát szükséges e hatások korrekcióba vétele.

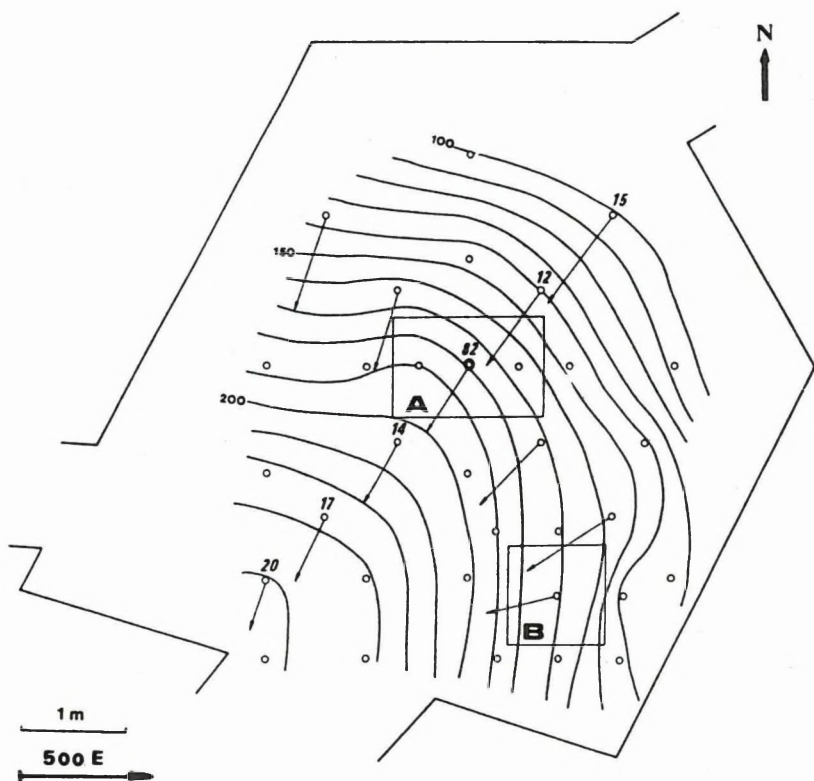
Graviméteres és Eötvös-inga mérésekkel vizsgáltuk a nehézségi erőter helyi anomáliáit a Mátyás-hegyi barlangban levő 82-es számú országos gravimetriai főalappont környezetében. Megállapítottuk, hogy a horizontális gradiens vál-

* Csapó G., Pollhammer M., Sárhidai A., Szabó Z.

tozása e főalappont körül (109. ábra) eléri a 400 Eötvöst ($\approx 40 \mu\text{gal/m}$), ami arra hívja fel a figyelmet, hogy a mérések ismétlésénél a műszer pontraállítását nagy pontossággal kell végrehajtani.

Kimutattuk, hogy a horizontális gradiens magasságtól való függése sem elhanyagolható (110. ábra), amennyiben esetünkben a pillér felett 50–150 cm magasságban a gradiens értéke $\approx 6,5\%$ -kal változik.

Az év folyamán a magyarországi geoidtérkép pontosabb meghatározása céljából újabb 20 geoidpont belső zónájában végeztünk graviméteres méréseket.



109. ábra. A Mátyás-barlang észlelő helyiségének Δg izovonalai és horizontális gradiensei (izovonalköz: $10 \mu\text{gal}$)

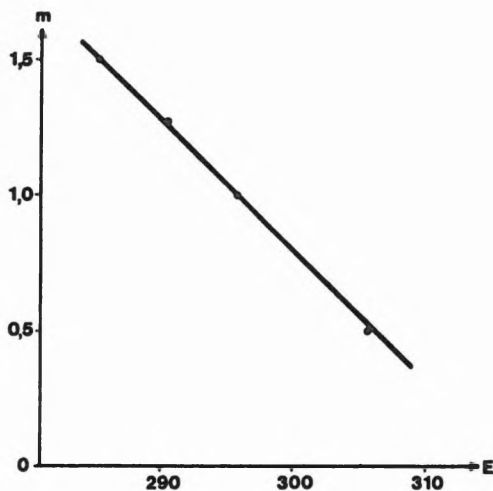
A — gravimetriai főalappont; B — észlelő pillér

Fig. 109. Gravity field in the cave of Mátyás hill. Δg contour interval: $10 \mu\text{gal}$

A — absolute gravity point; B — observation pillar

Рис. 109. Изолинии Δg и горизонтальные градиенты в помещении для наблюдений в пещере Матяшхедь — изолинии через 10 мкГл

A — главный гравиметрический опорный пункт; B — постамент для наблюдений



110. ábra. A horizontális gradiens magasságfüggése

Fig. 110. Dependence of the horizontal gradient on height

Рис. 110. Зависимость горизонтального градиента от высоты

A Faye-anomáliák optimális interpolálási eljárásainak kidolgozása céljából különböző módszereket (optimális approximáció, legkisebb négyzetek módszere, Boolean-összeggel végzett approximáció stb.) próbáltunk ki.

130 000 graviméteres állomás felhasználásával megszerkesztettük Magyarország 1:100 000 méretarányú maradék anomália térképét. A térkép szerkesztésénél a $\sigma = 2,4 \text{ g/cm}^3$ sűrűséggel számított Bouguer-anomália adatokból indultunk ki. Elkészült a térkép 1:400 000 méretarányú változata is. A maradék anomália térkép jó alapot szolgáltatott Magyarország gravitációs szerkezeti térképének elkészítéséhez.

*Kubai Nemzetközi Földtani Expedíció**

Az 1985. évben folytattuk a Kuba D-i részén, Holguin térségében 1984-ben megkezdett 1:50 000 méretarányú földtani térképezést, s az azt kiegészítő geofizikai tevékenységet. A térképezés során megismert, perspektivikusnak ítélt területrészeken 1:10 000 vagy 1:25 000 méretarányú földtani–geofizikai nyersanyagkutatót is végzett a MÁFI fővállalkozásában szervezett Komplex Földtani–Geofizikai Csoport.

A kétoldalú egyezmények alapján működő nemzetközi csoportok irányítására létrehoztuk az Egységesítő Csoportot, amely részben a különböző területeken dolgozó térképező és kutató munkák módszertani irányítását, részben Kuba földtani–geofizikai anyagainak összegyűjtését, rendszerezését végzi. A csoportban dolgozó magyar főgeofizikus ennek megfelelően elkészítette az 1:50 000 méretarányú földtani térképezés „Geofizikai kutatások” című fejezetét, részt vett a kutatási tervek bírálatában, értékelte a csoportok geofizikus részlegeinek módszertani munkáját, valamint tematikus feladatként a „Geofizikai anomáliák földtani értelmezési eredményeinek egységesítése ércgeofizikai célokkal” témájú munkában vett részt.

*Mongóliai Nemzetközi Földtani Expedíció**

Az ELGI fővállalkozásában — a MÁFI-val együttműködve — szervezett Komplex Földtani–Geofizikai Csoport 1985 folyamán tovább folytatta kutatásait az öndörháni masszívum D-i részén elhelyezkedő, érc szempontjából perspektivikus területen. Az Öndör Cagán Obo ritkafémes ércötömsz környezetében, a Möngön Öndör ezüst-polimetallikus előforduláson, valamint a Gotor Obo polimetallikus és ritka fémes indikáción végeztek 1:10 000 és 1:5000 méretarányú kutatót, természetes potenciál, ellenállás, gerjesztett polarizációs, földmágneses és radiométeres módszerekkel.

A geofizikai mérések fontosabb eredményei:

— az Öndör Cagánon az ércötömsz DK-i folytatására hívták fel a figyelmet;

* Zsille A.

- a Möngön Öndör-i területen hozzásegítettek az előfordulás teléres-lencsés típusának megismeréséhez, az érces zónák elkülönítéséhez;
- a Gotor Obo környékén 3 kisebb kiterjedésű, de nagy intenzitású GP anomáliát mutattak ki, amelyek feltárása a következő év feladata lesz.

*A finnországi Teerimäki-területen érckutatási céllal végzett elektromágneses frekvenciaszondázások eredményei**

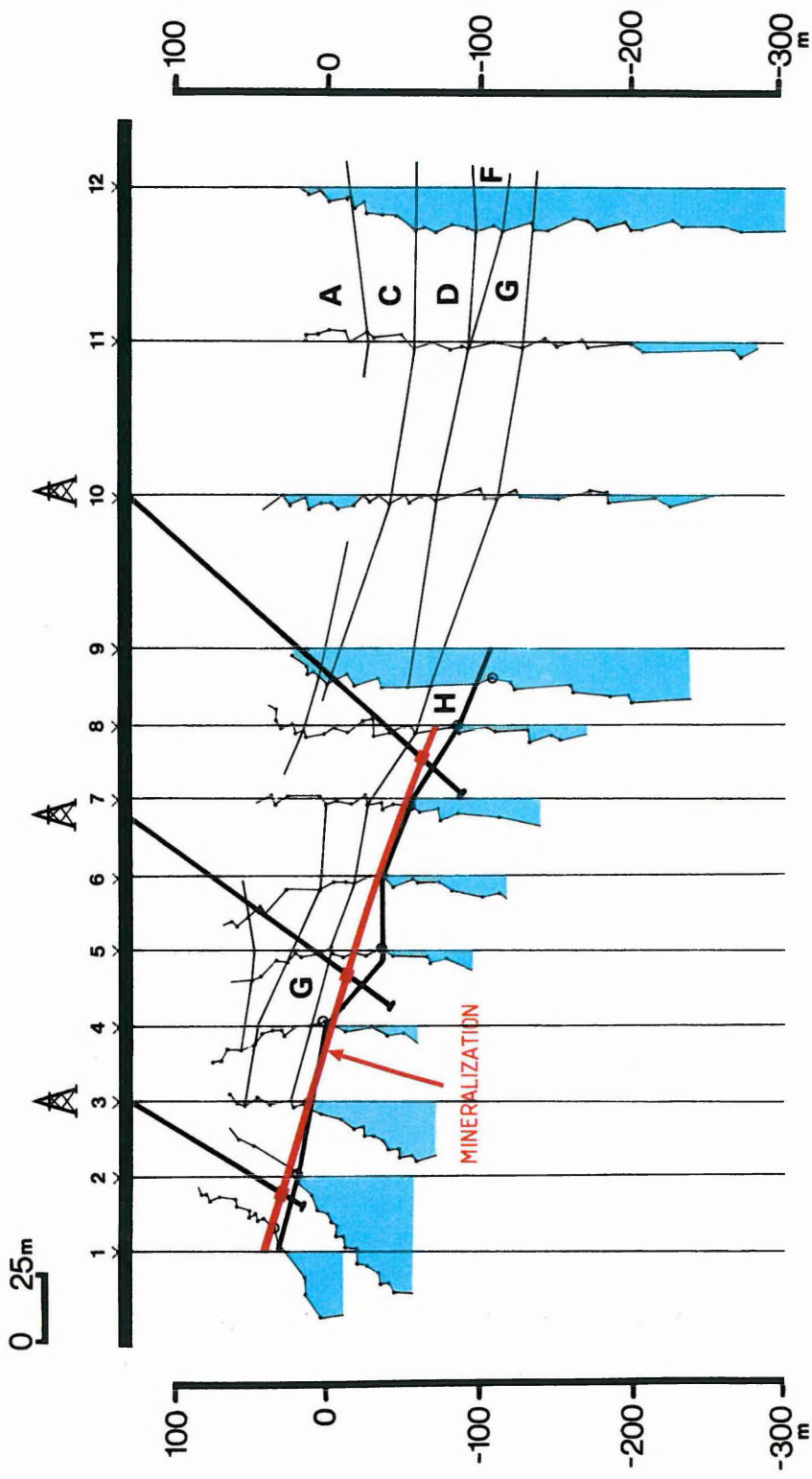
1985 augusztusában az ELGI egy négytagú expedíciója sűrű mintavételezésű elektromágneses frekvencia-szondázásokat végzett a Maxi-Probe rendszerrel a finnországi Keitele város közelében fekvő Teerimäki-területen, a Finn Földtani Szolgálat korábbi érckutatási céllal végzett geofizikai méréseinek (VESz, AMT, VLF, Slingram-szelvényezés) kiegészítéseképpen.

A geofizikai mérések célja a területen húzódó gabbró intrúzió mélybeli kontaktusához kapcsolódó ércesedési zónák nyomozása, amelyek az ÉNy-i felszíni piritkibúvás (382. fúrás) és a DK-i felszíni szfalerit ércesedés között feltételezhetők. A pirit ércesedés mélybeli kifejlődése a gabbró intrúzió belsejében csupán két fúrásból ismert, a közük eső területen — kb. 40°-os látszólagos dőlésű vékony érclemez felett — végeztük el a szondázásaink tesztelését (TE-B szelvény 1–7. pont közötti szakasza, *III. ábra*).

A geofizikai mérések értelmezésének alapjául szolgáló geoelektromos modellnél feltételeztük, hogy az ércesedési zónák vékony, igen jól vezető lemezek, a beágyazó közeg pedig kvázi-*n*-réteges — közel horizontális vagy csak kis mértékben ferde lefutású, szabálytalan réteghatárokkal elválasztott — rétegösszetből vagy törési zónákkal és vetőkkel határolt ilyen tulajdonságú tömbökből áll. Ez a modell a hagyományos ércmodell és a tektonikai felépítést tisztázó, a térképezés során használt szerkezeti modell egybeötvözése. A terület geoelektromos modelljének másik sajátos vonása az, hogy az altalaj fő tömegét adó kristályos és kiömlési kőzetek — javarészt gneisz és gabbró — ellenállása rendkívül nagy (4000–60 000 Ωm), továbbá a törési zónák mállott kőzetei a jól vezető (100 Ωm körüli) érces zónák ellenállását megközelítő alacsony ellenállásúak (100–800 Ωm). Ezért a vető- és törési zónák is az érces zónákéval összemérhető vagy azt megközelítő induktív hatásokat kelthetnek, amelyet ugyancsak ferde, jól vezető lemezekkel kell a modellben figyelembe venni. Mérési eredmények:

- A rétegződés okozta 1D hatások szelvény mentén jól korrelálható, huza-mosabban folytatódó, a frekvenciatengelyen lassú változású görbementázatok hoznak létre.
- A ferde rétegződés miatt fellépő galvanikus hatások a transzformált görbék globális menetét nem befolyásoló gyors helyi változásokat, jel-

* Kardeván P., Rezesy G., Gyurkó P.



III. ábra. TE-B elektromágneses szelvény (Teerimäki, Finnország)

Fig. III. Electromagnetic profile TE-B (Teerimäki, Finland)

Рис. III. Электромагнитный профиль TE-B (Теримеки, Финляндия)

legzetes behorpadásokat hoznak létre, amelyek korrelálásával megszerkeszthető a réteghatárok lefutása (lásd 111. ábra *A, C, D, F, G* szinteket).

- A 40°-os dőlésszögű vékony érclemez is közel 1D típusú hatást hoz létre, felette végzett szondázások esetén. Ilyen a 111. ábrán a *H* szint alatti ρ_a csökkenés. Az érclemez mélysége 1D modell hipotézissel is pontosan megszerkeszthető: az eltérések a bekarikázott *H* töréspontok és az érces zóna (mineralization) szint között nem jelentősek.
- Erősen dőlt lemez 2D hatása figyelhető meg a 111. ábrán a 9. és 12. pont között, a látszólagos fajlagos ellenállás szelvénymenti jellegzetes gyors változásából. A szelvényre közel merőlegesen egy közel függőleges, jól vezető lemez képzelhető el, amelynek felső lapja a 10–11. pont alatt tételezhető fel. Ez vetőzónaként is értelmezhető.

A Suhanko-projecthez kapcsolódó elektromágneses frekvencia-szondázások a finnországi Ranua közelében

Az 1985 augusztusi ELGI expedíciós munkák részét képezték az Oulu Egyetem megbízásából a Suhanko gabbró intrúzió területén 1,7 km hosszú szelvény mentén átlag 100 m-enként végzett Maxi-Probe típusú EM frekvencia-szondázások. A kutatás célja a mélyben húzódó érclemez jelenlétének bizonyítása volt. A szelvény egy részén az érclemez megléte kizárható. A többi szondázásnál a ρ_a értékek csökkenése egy jól vezető rétegre utal, amely 1D kiértékelés szerint 700–800 m mélységben húzódik. Ez az eredmény megegyezik az AMT szondázások 1D kiértékelési eredményeivel. A szelvényen mindamelllett a 111. ábrán megfigyelhetőhöz hasonló, erős 2D hatás mutatkozik. Ez a hatás vető következménye is lehet.

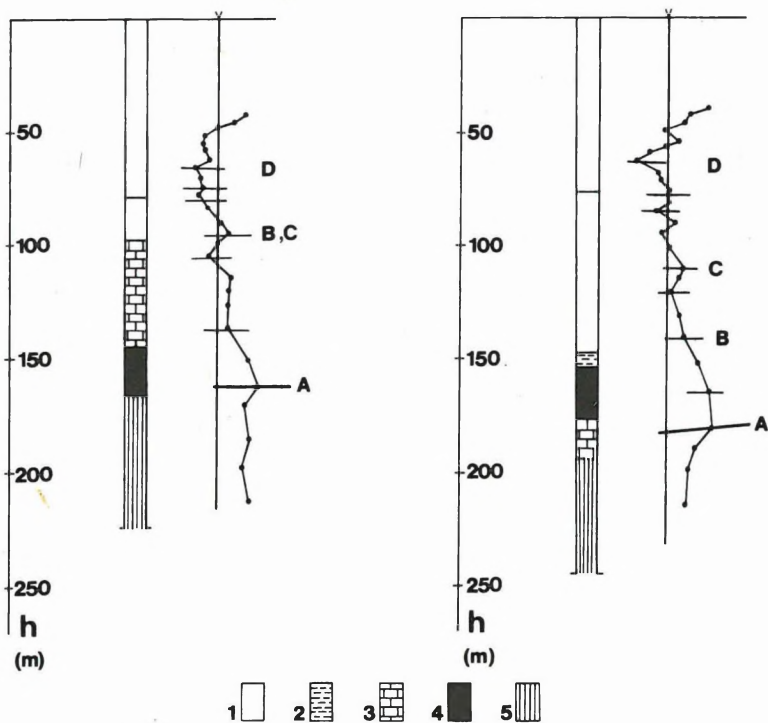
*MFS mérések a marquesadói vasérclelőhely (Spanyolország) környékén**

1984. november 21. és december 14. között a Compañia Andaluza de Minas S. A. (C.A.M.) megbízásából elektromágneses frekvencia-szondázásokat (MFS) végeztünk a Maxi-Probe EMR-16 berendezéssel. A C.A.M. bányatársaság a Sierra Nevada É-i oldalán, a marquesadói medence peremén, külfejtésben főként hematitos vasércet termel.

A mérések célja a következő volt:

- fúrásokból ismert területen végzett MFS mérések alapján (112. és 113. ábra) meg kellett határozni a geoelektromos ellenállás-viszonyokat;
- kísérleti mérésekkel néhány regionális szelvény mentén (114. ábra) kellett vizsgálnunk a medence geoelektromos felépítését.

* Rezessy G., Szalay I., Vértessy L.



112. ábra. MFS görbe és fúrési rétegsor összehasonlítása (Spanyolország, marquesadói medence)

1 — alluviális fedő; 2 — agyagpala; 3 — mészkő; 4 — vasérc; 5 — grafitos csillámpala

Fig. 112. Comparison of electromagnetic sounding curves and geological columns (Marquesado basin, Spain)

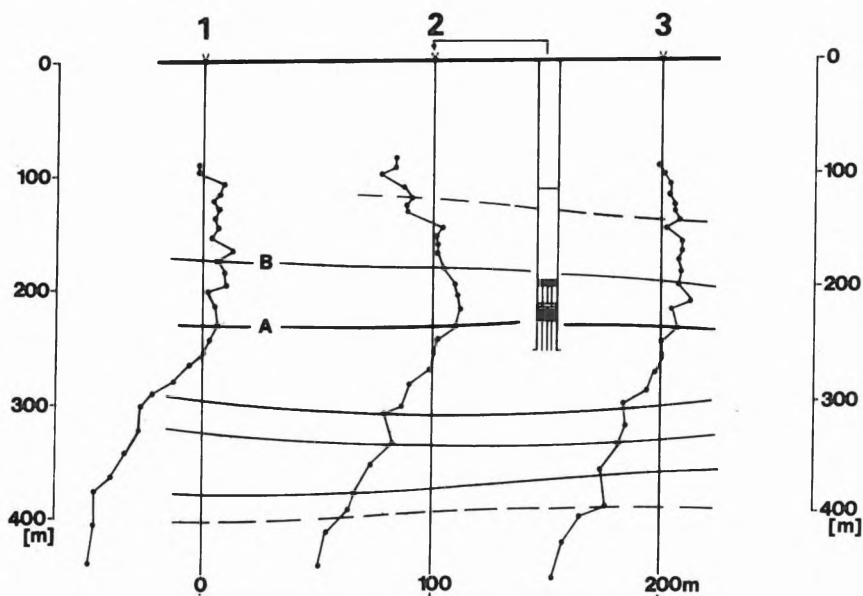
1 — alluvial cover; 2 — shale; 3 — limestone; 4 — iron ore; 5 — graphitic mica schist

Рис. 112. Сопоставление кривых МЧЗ с колонками бурений (Испания, бассейн Маркесадо)

1 — аллювиальные перекрывающие отложения; 2 — глинистый сланец; 3 — известняк; 4 — железная руда; 5 — графитизированные слюдястые сланцы

Az érces zóna egy bonyolult takarórendszer legfelső, triász időszi pala, mészpala, mészkő kifejlődésű egységében, nagyrészt a mészkőhöz kapcsolódóan helyezkedik el. Az ércetek alakja szeszélyesen változó. A legnagyobb ércettest mérete 350×100×60 méter. A medencében a takarórendszer felett 200 métert elérő vastagságú alluviális összlet települ.

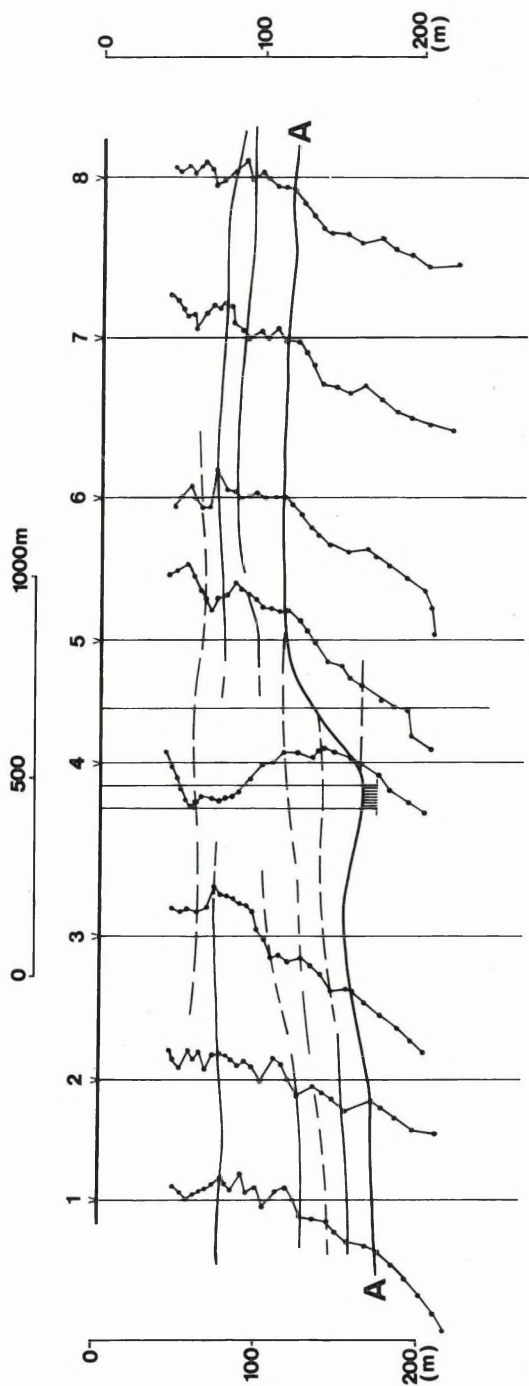
A 112. ábrán két MFS ellenállás–mélység görbét mutatunk be, amelyet a külfejtés peremétől néhány száz 100 méterre levő fúrás fölött mértünk. A fúrási rétegsorból látható, hogy a (feketével jelölt) vasérc az alluviális fedő (fehérrel jelölve) alatt, a triász képződmények különböző szintjein helyezkedhet el. Az MFS görbéken négy, földtanilag részben azonosítható szintet határoztunk meg. „A”-val jelöltük a mélyfekvő: a jól vezető csillámpala felszínét. Ennek a töréspontnak szelvénymenti korrelálása a mérések leghasznosabb információja. A „B” a vasércet is tartalmazó triász takarórendszer felszínét jelzi. E szint meghatározása gyakran nem egyértelmű, mert az alatta és felette levő képződmények ellenállás-intervalluma egymást átfedi. A „C” és „D” szint az alluviális összleten belül korrelálható nagyobb ellenállású rétegcsoporthoz alsó és felső határát jelenti. A 112. ábra alapján mondhatnánk, hogy a vasérc a környezetéhez képest nagy ellenállású „réteggént” kimutatható. Más mérések ezzel ellentétben azt igazolják, hogy ez a megállapítás nem általánosítható. Ennek oka az, hogy az ércetek az MFS mérések szempontjából nem viselkednek „réteggént”. Jól igazolja ezt a 113. ábrán bemutatott szelvény, ahol a 2. ponton levő fúrásban harántolt érc jobb korrelációt mutat a 3. MFS



113. ábra. MFS szelvény vasérclelőhely felett (Spanyolország, marquesadói medence). Jelmagyarázat azonos a 112. ábráéval

Fig. 113. Electromagnetic profile above an iron ore deposit (Marquesado basin, Spain). Legend as on Fig. 112.

Рис. 113. Профиль МЧЗ над месторождением железных руд (Испания, бассейн Маркесадо). Условные обозначения как рис. 112.



114. ábra. Regionális MFS szelvény a marquesadói medencében

Fig. 114. Regional electromagnetic profile in the Marquesado basin

Рис. 114. Региональный профиль МЧЗ в бассейне Маркесадо

görbe nagy ellenállású szakaszaival, mint a fúráson mért görbe esetén (az érc-
testek ebben az irányban kivastagodnak?). A 113. ábrán bemutatott MFS
görbék további nagy ellenállású képződményekre hívják fel a figyelmet az *A*
szint alatt. Fúrási adatok hiányában csak feltételezhetjük, hogy ezek gneisz-
ként, karbonátként, esetleg ércként értelmezhetők.

A 114. ábrán a medence fúrásokkal alig megkutatott részén, 200–500 méteres
ponttávolsággal mért áttekintő szelvényszakaszt mutatunk be. Az *A*-val jel-
zett szint a csillámpala felszínét követi. Az MFS görbék közötti korreláció
ilyen nagy ponttávolság mellett is viszonylag megbízhatóan elvégezhető. Ebből
az ismert ércelőfordulás környezetéhez képest nyugodtabb, egységesebb föld-
tani felépítésre következtethetünk. Figyelmet érdemel azonban, hogy az *A*
szint alatt nagyobb ellenállású, szeszélyesen változó testek itt is kimérhetők.
Így a regionális szelvények alapján a medence eltérő felépítésű — és eltérő
perspektivitású — részekre tagolható.

A terület földtani felépítésének megismerésében a C.A.M. Geológiai Szol-
gálatának vezető szakemberei Srs Gonzales, Serrano és Zubiaur, a geofizikai
mérések végrehajtásában a Sociedad Minera y Metalurgica de Peñarroya
España S. A. munkatársai Srs Fernandez, Ovejero és Santiago voltak segítség-
günkre. Együttműködésükért ezúton is szeretnénk kifejezni köszönetünket.

Könyvtári szolgálat

A Könyvtár jelenlegi állománya 27 233 kötet könyv és folyóirat, valamint
10 823 egyéb könyvtári egység. Állományunkat 1985-ben 615 kötet könyvvel,
382 kötet folyóirattal, 845 egyéb dokumentációs kiadvánnyal, 300 műszer-
prospektussal gyarapítottuk. Folyóíratárunk 6 féle új folyóirattal bővült.
Nemzetközi kiadványcsere révén 352 db kiadványt kaptunk és 59 országba
512 címre 1474 db kiadványt küldtünk. A könyvtári szolgáltatásokat 1985-ben
5161 olvasó/kölcsönző vette igénybe.

Kiadványok

1985-ben az ELGI a következő kiadványokat jelentette meg:

- Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1984. Évi Jelentése;
- Geofizikai Közlemények 31. kötet 1., 2., 3. és 4. szám;
- Study of the Earth Tides (Bulletin of KAPG, No. 6., No. 7.)

ANNUAL REPORT OF THE
EÖTVÖS LORÁND GEOPHYSICAL INSTITUTE
OF HUNGARY
FOR 1985

1 GEOPHYSICAL PROSPECTING

The field work of ELGI for 1985 is presented in the map of *Fig. 1*.

The *regional exploration of the Transdanubian Central Range* continued—similarly to previous years—partly in the form of regional geological exploration and reconnaissance coal- and bauxite prospecting (coordinated by the Central Office of Geology), and partly in the form of direct raw material prospecting (by contracts with the relevant bauxite- and coal mines). These projects provide the study areas for testing new methods and adapting them to local conditions. From the methodological results of 1985, we should like to emphasize the application of the transient electromagnetic method to coal-, bauxite- and water exploration (methodological results are presented in Section 2.2.1). Our experiments with the engineering geophysical sounding equipment were successful in the detailing phase of the prospecting of near-surface bauxite bodies. Another experimental method—a special version of down-hole-downhole geoelectrics—was used to determine the tectonics of the space between the boreholes.

The result of geophysical prospecting was that 30 boreholes were located for coal exploration out of which 26 found brown coal of economic value and 2 indicated coal occurrence. 23 boreholes were drilled in connection with the project “Assessment of bauxite resources”—this being a joint venture with the Hungarian Geological Survey; 8 hits resulted from this work. The Bauxite Exploration Enterprise drilled 207 holes in 1985—based on geophysical results—from which 40 found good quality bauxite and 28 indicated bauxite occurrence. Summing up the productivity of locating boreholes: 90% of all boreholes proved the accuracy of geophysical results, i.e. found the predicted structure or reached the horizon of interest within 15% error.

In the framework of the programme for *Eocene brown coal Exploration*, a seismic reflection survey was carried out in the area of “Lencsehegy-South”. According to the residual gravity anomaly map (*Fig. 2.*), two—nearly perpendicular—structural troughs may be supposed. Judging from the two neighbouring coal mines, good quality brown coal is prognosed in the troughs. From the seismic survey of six profiles, two are presented: LE-11/85 (*Fig. 3.*)

and LE-14/85 (*Fig. 4.*). Boreholes K-24 and K-25, located on the seismic profiles, penetrated brown coal of economic value.

In the following, the results of *reconnaissance bauxite exploration* between 1981 and 1985, are presented. Reconnaissance exploration was directed to the least known but nonetheless promising areas with the intention of increasing the number and choice of possible areas for more detailed surveys. The geophysical methods used in these reconnaissance surveys depend on the expected depth of bauxite deposits. Accordingly, survey areas are classified into three types, with depths:

0–60 m 60–200 m, 200–400 m.

The first category means open pit mining, the second the lower limit of present mining, the third the lowest limit of exploration.

In areas of 0–60 m depth to basement, tectonic or karst depressions of small extension are the targets of exploration. The first step is to determine the physical parameters of the overlying and underlying rocks, after which the areas to be excluded from further exploration are delineated. In this first phase—for economic reasons—geophysical methods are used mainly along profiles. The most important method in this depth range is VLF resistivity surveying. In the range of 0–10 m, this is replaced by the RF (radiofrequency) resistivity method. The extent to which these methods are used is illustrated in *Fig. 5.*

In areas of 60–200 m depth to basement, the dominant geophysical method of exploration for lens-shaped and bedded bauxite bodies is Maxi-Probe electromagnetic frequency sounding. Prior to this, in order to find the main tectonic directions, gravity and geoelectric potential mapping is carried out. If the overlying sequence contains a high density, high resistivity screening layer, the TURAM mapping method is used. To determine actual depths, vertical electric soundings, are performed for the simpler cases; for more complicated cases the high resolution seismic reflection method is applied.

In areas of 200–400 m depth to basement the dominant methods are seismic reflection and Maxi-Probe electromagnetic sounding. Appropriate locations of these are planned on the detailed gravity anomaly maps. One of the most important tasks in methodological research is to maintain the resolution power of these methods with increasing depths. To speed up the preliminary phase of exploration of near-surface bauxite deposits, we plan to introduce airborne geophysical methods.

To illustrate our reconnaissance bauxite exploration activity in the past five years, results obtained from the Tükrös area are presented. The result of the first phase is a Bouguer anomaly map of the area (see *Fig. 6/a*). This correlates fairly well with the basement contour map (*Fig. 6/b*). The state of exploration, as of 31st December 1985, is presented in *Fig. 7*. A characteristic electromagnetic profile of the area can be seen in *Fig. 8*.

The *regional exploration of the Danube-Rába Lowland* has been continued according to the plans coordinated by the Hungarian Geological Survey. From the results achieved for various areas and different depth intervals, the region covered by map No. 402 is discussed in detail, especially the medium depth range (*Fig. 9*). A unified Bouguer anomaly map, containing all gravity measurements carried out for oil-, coal-, or bauxite exploration between 1960 and 1984, was completed (construction of the former regional map was closed in 1960). Telluric measurements were carried out on about 400 points. The isoarea map, containing the anisotropy ellipses as well, is presented in *Fig. 10*. Interpretation of magnetotelluric measurements caused difficulties: determination of depth to the high resistivity basement and that of the conducting zone within the basement meant no problem in areas of shallower basement (map No. 403), but with increasing depth both horizons became ambiguous. One possible interpretation of profile MK-3 is given in *Fig. 11*.

The study area of the medium depth range is characterized by three geoelectric curve types: KQHK, QHKQ, AKQQ. These mark out three regions, as can be seen from the geoelectric cross sections of *Fig. 12*. Because of the frequently changing lithology and the loose observation network, no contour map of geoelectric horizons could be constructed but—as in previous years—average resistivity and polarizability maps were constructed for different depth ranges. *Figure 13* presents the areal distribution of average resistivity from the surface to 100 m depth, *Fig. 14* the same to 500 m depth. The apparent polarizability map for the first depth range can be seen in *Fig. 15*. From the ρ - P parameter pairs, so called lithological sketches were constructed for three different depth ranges; *Fig. 16* presents the shallowest (from the surface to a depth of 100 m). These maps give an overview of the hydrogeology of the area. From the exploration results of the near-surface, an engineering geophysical cross section is presented in *Fig. 17*. These data offer an important contribution when mapping for the following purposes: hydrogeology, agrogeology, soil mechanics, and construction engineering.

The *reconnaissance ore exploration of the Central and Western Mátra Mts.* was completed in 1985. Induced polarization mapping—together with metallogmetry—delineated the area of hydrothermal polymetallic mineralization. This area coincides with a section of a gravity residual maximum of arch-like shape (*Fig. 18*). This arch is limited to the east by the Darnó structural line, to the west by the Zagyva trough. The telluric isoarea map of the Zagyva trough, containing the anisotropy ellipses, is presented in *Fig. 19*. This map reflects the steep western boundary of the Mátra and the asymmetry of the Zagyva trough. The same can be seen on migrated time sections Ma-13/85 (*Fig. 20*), and Ma-9/84 (*Fig. 21*), the latter coloured according to amplitude strength.

To study the connection between structure and mineralization, we have plotted the IP anomalies on the Bouguer anomaly map continued upward

to the level of 1100 m (*Fig. 22*). The two areas of maxima coincide, in general, but individual IP maxima are elongated and follow the direction of dykes connected with transverse faults (*Fig. 23*). To be able to see the connection between different physical parameters and geological structure, all anomaly curves and parameter data are plotted on the seismic reflection time sections (*Figs. 24 and 25*).

On the southern rim of the *Bükk Plateau* geological mapping and structural observations were carried out on an area of 10 km² (see observation map of *Enclosure 1*). This part of the Plateau is built up mainly of shales, but bedded chert and limestones are frequent as well. Limestones can be classified (see *Table I*) into two main groups: grey, chert-free, "Plateau Limestone", and variegated "transitional limestone" with or without chert. The first group marks shallow sea, the latter one the slope environment. Some of the structural elements can be seen in the observation map (*Enclosure 1*), such as the folds in the limestone bands, the Z-form folds of Vöröskő and Feketelen, and the strike arching in the western part of the area. We differentiate between folds: the first type, consisting of tight folds of similar type, is simultaneous with the foliation (*Figs. 27 and 28*); the second type, the chevron folds (*Figs. 29 and 30*) were formed later. Faults could rarely be found: they are either reverse faults of E-W strike, or normal faults of NW-SE strike. The fold system, reconstructed by tectonic analysis, is presented in *Fig. 26*.

The stratigraphy of the area is illustrated in *Enclosure 2*. South of the Plateau the stratigraphic sequence is the following: grey limestone, transitional limestone, bedded chert, shale. On the southern rim of the Plateau, we find the same series reversed. Since the foreground has a normal depositional sequence, the Plateau rim must be overturned. The geological map and cross sections (*Fig. 31*) were constructed according to these conditions.

In 1984 and 1985 the *seismic survey of the Kiskunfélegyháza area* continued in the framework of a contract with the National Oil Gas Trust of Hungary. The location map is presented in *Fig. 32**. For the interpretation of seismic profiles, data of three new boreholes (Alpár-1, -2 and -I), the magnetic ΔZ anomaly map (*Fig. 33*), and the gravity residual anomaly map (*Fig. 34*) were at our disposal. From the seismic material a few time sections are presented (*Figs. 35-40*). We marked with yellow the Pannonian (Upper and Lower Pannonian contact, and the steeply dipping Lower Pannonian layers of the prograding delta sequence). We would like to draw attention to the erosional surface cutting into the delta sequence. Above it the seismic character is reflection-free, suggesting a fast, homogeneous sediment accumulation. This phenomenon may be linked with a quick decrease in lake level. In time, it coincides with the Upper and Lower Pannonian contact determined for this

* Figures 32-44 are to be found at the back of the volume

area (Fig. 41). The distribution and the thickness of this "channel fill" are presented in Fig. 42, but one can see that its dimensions are much bigger than an ordinary channel, it might be more appropriate to call it an alluvial fan. Two more maps are presented: the time contour map of the Pannonian basin floor (Fig. 43, shown as an orange horizon in the time sections) and that of the so-called pre-Austrian basement (Fig. 44, coloured dark green in the time sections). This latter horizon could not be traced in the southern part of the study area. In this map a dotted line marks the change of character in the Upper Cretaceous while its pinching out can be linked with the fault zone, marked with red. At some places reflections appear from below the dark green horizon, either from older Mesozoic rocks or from Precambrian granite. Intensive magmatic activity occurred in this area during the Lower Cretaceous. Where magmatic bodies could be identified, they were marked with purple in the time sections.

From our exploration tasks in *water- and engineering geophysics* the project of prospecting the *alluvial cone of the Danube on the Mohács island* is presented. In 1985, a summarizing report was prepared on the four-year period of work. The task of the geophysical survey was to delineate the extension of the Pleistocene alluvial cone, to determine changes in thickness and physical parameters, to study communication between the Danube and the water-bearing layers, and to provide information on the vertical and horizontal filtration properties for the Regional Waterworks of Pécs. To solve the tasks, the following methods were used: four-parameter engineering geophysical sounding, and vertical electric soundings ($AB_{\max} = 800$ and 4000 m) combined with induced polarization soundings. We could trace, on the whole area, the near-surface sediments, the fluvial deposits (alluvial cone) the Pannonian argillaceous seal, and the high resistivity basement. The thickness of the alluvial cone is mapped in Fig. 45. Most favourable for water yield is the lower part of the cone, consisting of bedded sand, sandy gravel and gravel with mud interbeddings. These mud stripes are the sources of methane gas in the water. The structure of the alluvial cone is illustrated by a longitudinal and a transversal cross section (Fig. 46). As a result of the integrated geophysical-hydrogeological study, it could be established that from the shore segment between Dunafalva and Mohács a daily yield of 100,000 m³ drinking water can be provided. A further 50,000 m³/day water can be exploited from the shore segment below Baja.

The contour map of the high-resistivity basement is presented in Fig. 47. The fault zone, marked in red, is a possible location for thermal water exploration. In the north-eastern corner of the area, we find a medium-resistivity layer below the low-resistivity Pannonian argillaceous sediments, which can be correlated with the Miocene of the boreholes of Baja.

2 METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1 SEISMIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.1.1 VIBROSEIS® methodological experiments*

In the 1984 Annual Report of ELGI we have already presented the first results of the high frequency VIBROSEIS® measurements which have demonstrated that the application of combined sweeps improves the quality. In 1985, combined sweeps were used in the detailing phase of the geophysical exploration of the brown coal field of Mátyás-K-Zsámbék. As a result of the experimental measurements effected in the area, a high-frequency, combined sweep was used, consisting of 3 linear components, with frequency ranges of 40–200 Hz, 60–200 Hz and 80–200 Hz, respectively. The sections were of good quality, and by accurately reflecting the geological structure of the area, have facilitated to a considerable extent the planning of subsequent research objectives.

As an example, we present the migrated time section GV-10, coloured according to amplitude strength (*Fig. 48*). From the section, the dip conditions of the various formations and the positions of the structural elements are clearly definable. A good example is the changing dip conditions of the Miocene formations. The undisturbed horizontal strata assume an approximately 20° dip to the west from point 5°. Between boreholes Ma-211 and Ma-262 a tectonic zone may be observed, resulting in a displacement of several hundred metres amplitude. The eastern edge of this zone is the main fault whereas to the west a multi-staged system of faults had developed. The quality of the section is superior to any sections recorded previously in this area either by VIBROSEIS®, or by explosion seismics. For comparison, see the segment between 2.5–3.5 kilometres of the time section of *Fig. 6* of Annual Report for 1982. The two sections run almost parallel to each other, at a distance of 100–200 metres. Comparing the information contents of the two sections it may be stated that—with identical processing—both the horizontal and vertical resolutions, and the signal/noise ration of section GV-10 are superior.

The favourable experiences with the combined sweeps led us to further experiments. We wanted to compare the effects of the combined sweeps with that of the programmed non-linear sweeps. With non-linear sweeps, the spectrum of input signals can be tuned in a very precise manner, the actual

* György L.

frequency and amplitude of the signal may be determined at 8 ms intervals. It is a further advantage of the non-linear sweeps that the amplitude attenuation of high frequencies of the linear components of the combined sweeps can also be eliminated. A definite disadvantage is that sweeps cannot be tuned in the field, they have to be set in laboratory conditions.

Our experimental measurements have been carried out in the brown coal field of Mátyás-K-Zsámbék. Reflection profile K-7/85 was recorded with two different sweep types: K-7A/85 (Fig. 49/a) with the application of a combined sweep consisting of 4 linear sweeps having the frequency ranges of 30–130 Hz, 40–140 Hz, 50–150 Hz and 60–160 Hz, respectively, while K-7C/85 (Fig. 49/b) with a non-linear sweep, following the function $f_t = 30 + 9t + 5 \sin \left(2\pi \frac{t}{14} \right)$. The *theoretical* amplitude spectra of the sweeps are shown in Figs. 50 and 51, while the amplitude spectra of the actual seismic traces belonging to points 500 and 1000 m in Figs. 52 and 53, respectively. They are normalized mean average spectra of ten seismic traces. From the last two figures it can be seen, that spectra depend both on the type of the sweep and on the low-velocity layer. At point 1000 the spectrum of the seismic trace has a lower frequency content, which is the result of the high-frequency filtering effect of the thick low-velocity layer. Another readily apparent fact is that the non-linear sweep has a broader spectrum, the high frequencies are stronger, than in the case of the combined sweep. This is the result of the amplitude attenuation of the linear components of the combined sweep at high frequencies, which does not occur in the case of the non-linear sweep.

Comparing the two time sections it is found that the thinning of the Eocene, containing the coal-bearing layers, towards the main fault can be seen in that version only, which was recorded by the non-linear sweep. The inner structure of the Oligocene is somewhat reflecting in that same version.

The reasons for this can be found in the differences of the spectra. As a result of the first experiments it may be stated, that the introduction of non-linear sweeps to targets needing high resolution could probably result in further progress.

In the course of our previous surveys we have frequently found ourselves in the situation, where the correctly regulated vibrators—moving into differing surface conditions—produced distorted sweeps. These distorted sweeps may lead to the extensive distortion of the Klauder wavelet, considerably deteriorating the signal-to-noise ratio of time sections. To eliminate this effect the American Pelton Company has developed the so-called Force Control unit which, in the case of inadequate soil-vibrator contact, automatically regulates vibrator force. This system ensures distortion-free sweeps, regardless of surface conditions.

In 1985 we have carried out some experimental measurements with a Force

Control unit, by attaching an accelerometer to the baseplate of the vibrator. In *Fig. 54* amplitudes and phase distortions of sweeps are demonstrated after arriving at an asphalt road from the field, for which the vibrators were properly set. It can be seen that in normal mode both amplitude and phase show considerable distortion, especially in the frequency range of 65–100 Hz. These distortions are eliminated with the use of the Force Control. As a result of these tests, we have purchased, together with the high frequency vibrators, the Force Control unit, as well. Regular use of this equipment will commence in 1986.

2.1:2 Computer processing of in-mine seismic transmission*

In Annual Report for 1981 it has already been indicated that the level of accumulated theoretical and practical knowledge allowed the actual commencement of in-mine seismic measurements. During the last four years the in-mine geophysical survey has become a regular activity, an integral part of the geological-geophysical exploration.

One of the most important and most widely used method of in-mine seismics is the seam wave transmission which is used for checking the seams prepared for mining for tectonic disturbances. After the introduction of that technique, interpretation of seismograms has been carried out manually for years but the increasing quality requirements necessitated the development of computer processing.

The processing is based on the analysis of the SH component of the channel waves in the coal deposit—the so-called Evison waves. It is known that a significant part of the energy of low frequency components of Evison waves propagates outside of the seam in the form of inhomogeneous plane waves, while the energy of high frequency components is mainly concentrated within the seam. Thus if the wave guiding channel, i.e. the seam is interrupted by a disturbance of small amplitude, the energy loss of high frequency components propagating within the seam will be significantly larger than that of the low frequency components propagating mainly outside the seam. Thus from the point of view of Evison waves, faults can be regarded as high-cut filters, where the slope of the filter depends on the size of the fault. The slope of the filter of a fault e.g. of half seam throw is 4–8 dB/octave only, while that of a fault of throw larger than the thickness of the seam, can be as high as 20–40 dB/octave.

Analysing the spectra of the Evison waves, the presence of a filtering effect and its degree can be determined. From the first condition the existence of a fault, from the second its dimensions can be estimated. For the measure-

* *Bodoky T., Hermann L.*

ment of the filtering effect the so-called transmission coefficient has been introduced, which is the ratio of the energy of a high- and a low frequency band of the Evison wave. The transmission values along the boundary of the investigated area can be regarded as projections of transmission coefficients characteristic for the internal part of the area. Thus from the transmission values determined along the boundary of the area, the transmission map of the whole area can be calculated with a backprojection process.

The result of the computer processing of seam wave transmission is the transmission map, where faults are indicated by so-called "shadow zones". Dimensions of faults can be estimated more safely, if not only one transmission map is calculated, but a transmission map set for various upper frequency bands. On the transmission map belonging to the highest frequencies all the small disturbances are shown, while on those for the lower frequencies only faults of bigger size will be observed.

As an example of the computer processing of seam wave transmission one of our surveys in the Ménkes Colliery of the Nógrád Coal Mines are shown. *Figures 55 and 56* show two maps from the set, the first belonging to the so-called Airy frequency (320–380 Hz), the second to a lower band (260–320 Hz). *Figure 55* shows two parallel faults along the deposit. One of these, of 6.3 m throw was already known from roadway *C*. The transmission map shows the continuous reduction of its throw in the direction of roadway *A*, after which it is not detectable. The second fault was not known from the roadway, its strong shadow zone can be observed along roadways *B*.

On the map belonging to the lower frequencies (*Fig. 56*) the shadow of the first fault is obscure except in the vicinity of roadway *C*. This indicates that departing from roadway *C* its throw decreases fast. The shadow zone of the second fault is very clear on this map too, indicating a significant throw. Determination of the second fault led to stopping the mining activity, because winning of the tectonized deposit would not have been economical.

2.1.3 The geological section estimation (PGR) program package in seismic processing*

A new version of the PGR (Prognozirovanie Geologicheskogo Razreza) elaborated by the Central Geological Expedition of the Ministry of Petroleum Industry of the Soviet Union (*Fig. 57*) has been adapted in 1985, which is integrated into the seismic digital processing system SDS-3 (see Ann. Report 1983). The PGR program package provides the following new possibilities for the user:

* *Petrovics I., Majkuth T.*

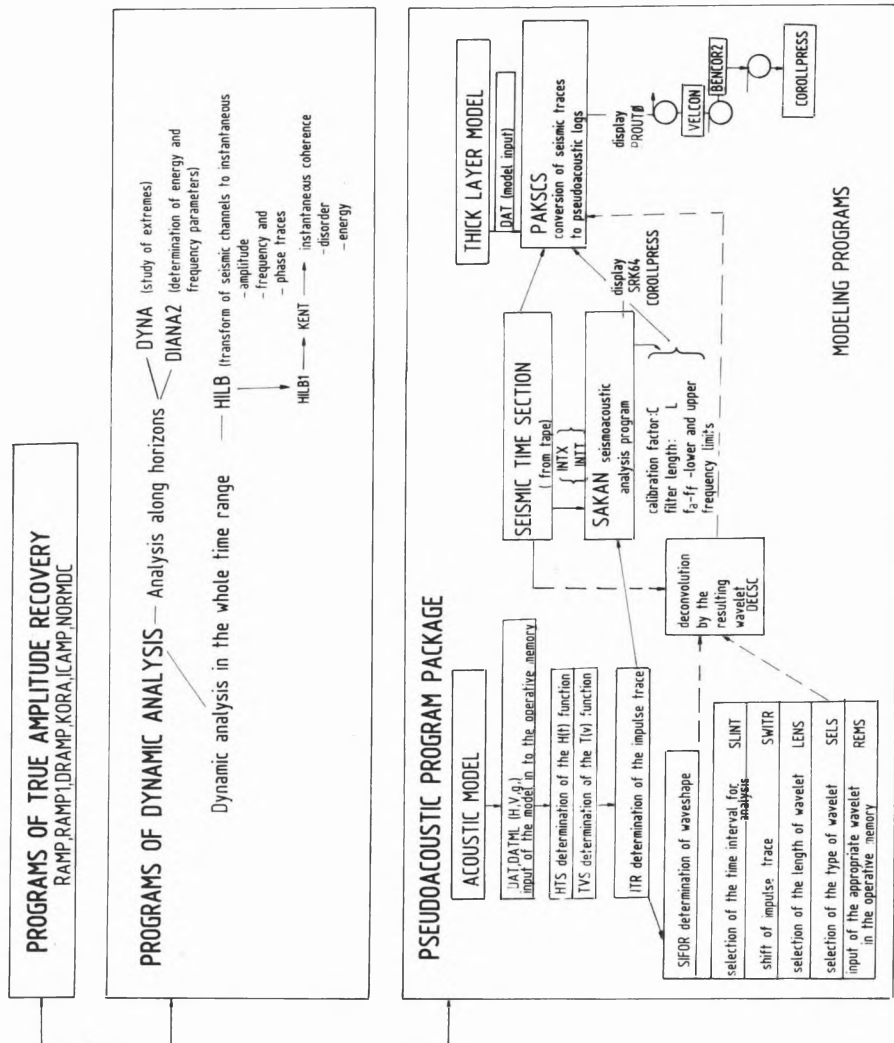


Fig. 57. Block scheme of PGR program package

- a) New programs for true amplitude recovery:
- amplitude correction according to surface effects
 - true amplitude recovery by compensating the spherical and absorption losses
 - gain control by a given function.

Among the true amplitude recovery programs the most suitable one is selected depending on the processing procedure and the seismogeological conditions of the area.

- b) Dynamic analysis of seismic records:
- dynamic analysis of seismic records in required intervals: energy and frequency spectra
 - dynamic analysis of seismic records in the complete time range; using the Hilbert transform in the time domain the seismic channels can be transformed to instantaneous amplitude-, frequency-, phase-, coherence-, disorder- and entropy traces.

The KENT program was fitted into the processing system operating by ELGI's array processor by our programmers.

- c) Possibilities of the PAK (pseudoacoustic log) program package:

- editing of acoustic logging data
- determination of the waveshape
- deconvolution
- seismoacoustic analysis
- pseudoacoustic transform

Results of the SAKAN (seismic analysis) are displayed by the colour plotter programs developed at ELGI. (For an example for the use of PAK, see: *Geophysical Transactions* **32**, 1, pp. 3–29.)

As an example, the dynamic analysis for the whole time range of the reflection profile Nsz-1/80 is presented. The profile was shot in the Nagygyháza brown coal basin in 1980 with the main purpose of determining the positions and dimensions of the structural elements. *Figure 58* shows the result of the routine processing: the migrated time section coloured according to amplitude strength. Further examples show the processing possibilities of PGR, i.e. the instantaneous amplitude (*Fig. 59*), the instantaneous frequency (*Fig. 60*) and the instantaneous entropy (*Fig. 61*). The structural features determined by integrating the results of the various processing procedures, checked by new boreholes and advancing galleries is shown on *Fig. 58*; further figures show those faults which appear best on that special section. It can be established that faults with throw higher than 5 m can be determined reliably (thick line). Faults of about 5 m amplitude (thin line) can be determined unambiguously, if the fault is young and affects the Eocene–Oligocene contact. Displacements between 1 and 5 m can be determined in exceptional cases only (indicated by dashed thin line).

2.1.4 Seismic digital field system, model SD 16*

The development of the latest member of the SD family of seismic field systems was completed in 1985. The result is an up-to-date high resolution computer controlled, 96 channel field instrument, developed—as well as the earlier SD 10, SD 12 and SD 20 models—in cooperation between ELGI and VEB Geophysik Leipzig, and its successor VEB Geophysikalische Gerätebau.

The block-scheme of *Fig. 62* represents the structure and operation of the instrument. Signals from geophones of a 144-channel spread are fed directly to the input. The function of the traditional “stacking” switch is provided by an electronic channel selector built into the input module. Signals of the selected 96 channels reach the amplifiers with non-transformer input. The formatting of analog signals is carried out by low-pass and high-pass filters and a notch filter rejecting the 50 Hz ac, which can be switched on or off. The seismic signals from the multiplexer get to the 2×48 channel digital amplifier, and from here, they reach the A/D converter. The sorting of digital signals—after conversion—is ensured by a coupling circuit and a formatter in accordance with the recording requirements of the SEG B tape format. Digital signals can be sent to a correlator (VIBROSEIS® application) before the formatter and from the same point the reconverted analog signals can be recorded. After generating the suitable tape format, recording of digital signals is carried out by magnetic tape unit model MBS 161. Seismograms, written onto magnetic tape—after proper conversion—are displayed by an electrostatic matrix printer model ERG 21. The shooting encoder includes the generation of the start command and the circuits for receiving the time break and uphole signals.

The control system—based on a microcomputer model Robotron K 1520—consists of the CPU, the semiconductor memories required for the operation and the program storage, the operator pult, the CRT display indicating the information needed for operating and checking the instrument, the circuits generating the time-base for clock signals, the BUS system and—as auxilliary units—a cassette recorder and EPROM programmer.

The whole equipment occupies two cabinets, the first housing the tape unit model MBS 161, the electronic circuitry of the microcomputer model K 1520, the circuits of digital playback and their power supply. The second cabinet holds data acquisition system SDA III, containing the 96-channel analog amplifier and filter units, the time-variant stacking switch, the multiplexer, the digital amplifiers and A/D converters with their control, the optional analog playback circuits and the power supply.

The CRT display and the operator pult fixed on a separate desk are used for selecting programs and parameters from the menu and to start/stop

* Nagy M.

programs. The computer keyboard, placed in the drawer of the desk, is used for programming or program modification only, therefore it is locked up during normal operation.

An electrostatic camera model ERG 21 belongs to the equipment. It is possible to connect a shot-generating code system (shot by radio) and an analog recorder. Interfacing of these optional units are in progress.

Apart from operating functions the equipment has numerous built-in checking facilities, including working conditions, peripherals, power supply unit, etc. Some of the most important test programs are as follows:

- recording and playback of the magnetic tape unit;
- for testing of parameters of the data acquisition system recording signals of a built-in test generator, testing of cables;
- checking of digital data with bit lamps;
- evaluation of test records by the built-in oscilloscope, or by entering the data to a computer.

Power (3×220 V) is supplied by a petrol-engine generator.

Basic technical characteristics

| | |
|---------------------------------|---|
| No. of seismic channels | 24 or 48 or 96 |
| Input of seismic channels | non-transformer, $R_{in} = 2 \times 5 \text{ k}\Omega$ |
| Max. input voltage | 600 mV_{eff} , at 18 dB gain |
| Equivalent input noise | $\leq 0.3 \mu\text{V}_{eff}$, 36 dB gain |
| No. of auxiliary channels | 5 |
| Gain of seismic channels | |
| constant gain | 18, 24, 30 or 36 dB |
| Automatic gain control | 0 to 84 dB in 12 dB steps accuracy of steps is 0.1% |
| Harmonic distortion | $< 0.1\%$ |
| Cross-talk isolation | $> 80 \text{ dB}$ |
| Identity of seismic channels | less than 1% |
| Frequency range without filters | from 5 to 250 Hz |
| Filters | |
| low-cut filters | "OFF" -3 dB at 5 Hz 12, 17, 24 or 12, 24, 42 Hz (selectable by computer, however selection of other frequencies is available) |
| slope | 12 dB/octave or 24 dB/octave |
| 50 Hz notch filter | -3 dB at 45 and 55 Hz -40 dB at 49.4 and at 50.5 Hz (it can be switched on by computer) |

| | |
|-----------------------------|-------------------|
| A/D converter | 13 bits+ sign |
| linearity | 0.1% |
| Recording | |
| tape format | PE, 1600 bit/inch |
| tape reel diam. | Ø216 mm |
| Operating temperature range | +10...+50 °C |
| Relative air humidity | 10...95% |

2.1.5 Engineering seismic processor model ESP*

Instruments developed by ELGI for engineering-seismic (ESS-01-24) and in-mine seismic (SSS-1) measurements record data on standard (Philips type) magnetic cassettes in digital format. Data for processing can be entered into computers having cassette input facility. To meet the following requirements, set by users of our instruments, the pre-processing unit model ESP-1 has been developed. Requirements:

- to ensure the quality control of field materials at the field base, after finishing daily measurements. Thus repetitions and modifications of field parameters can be carried out economically;
- to create the possibility of transforming data recorded on cassette to 9 track magnetic tape format, which is widely used for input in processing centres.

Our goal was to satisfy the requirements by a programmable unit, bearing in mind its further development by means of programming without significant modification of the hardware configuration. Structure of the pre-processing unit and its modules are presented in *Fig. 63*.

Basic units of the hardware configuration:

- CPU, consisting of an 8-bit microprocessor, a 64 kbyte data storage, a 44 kbyte operative memory, peripheral interfaces for a magnetic cassette drive, a 9 track tape drive, a thermorecorder and a CRT display. By means of thumb-wheel switches on the CPU's operator pult modes of operation and parameters can be set. The CPU includes the magnetic cassette transport as well as the CRT displaying seismograms;
- standardised 9-track, 800 bpi NRZI-write magnetic tape drive;
- thermorecorder for drawing of seismograms on thermo-sensitive paper.

* Czifra F.

Main modes of operation:

- calling of menus onto the graphic display;
- reading seismograms from magnetic cassette into the operative memory (in its present configuration handling of formats ESS-01-24 and SSS-1 is possible);
- display of seismograms on the graphic screen;
- function modifying operations, like amplitude increasing/decreasing, application of program gain control by an exponential function;
- recording and automatic transfer from magnetic cassette to magnetic tape;
- registration of seismogram on thermorecorder.

2.2 GEOELECTRIC METHODOLOGICAL AND INSTRUMENTAL RESEARCH

2.2.1 Introduction, development and application of the transient method in Hungary*

Necessity of the introduction of the method in Hungary

In Hungary the bauxite and coal exploration frequently requires the detection of small-size structures under inhomogeneous overburden. This determines the task of the methodological development in geophysics: geophysical methods of high vertical and horizontal resolution should be developed which are economic as well, i.e. large areas can be explored at relatively low costs.

The above requirements could be presumably met by the transient, i.e. time-domain electromagnetic method and its various measuring techniques. To test the possibilities, experimental measurements were carried out over domestic bauxite deposits with the help of foreign measuring parties (instruments used: Geonics EM-37, Sirotem-II. Impulse-C, Crone PEM). The EM-37/3 type instrument of Geonics Ltd. (Toronto, Canada) was found to be the most suitable for our purposes. The equipment was put into operation in February, 1985, and is used ever since. A data processing program package was written for the microcomputer supplied with the instrument (HP 85B) which is suitable for field use too. This program ensures fast processing of data. A new interpretation method, unknown in the literature, was elaborated. Finally, experimental measurements proved the suitability of the transient method for solving the exploration tasks.

Theoretical basis of the transient method

When using the transient method, direct current is fed into an insulated loop laid on the surface or to a pair of electrodes (transmitter) (*Fig. 64/a*) which induces a magnetic field (primary field). After turning off the current, the collapsing magnetic field induces eddy currents in the layers of the half-space, and these currents induce a rapidly decaying secondary magnetic field on the surface that is characteristic to the resistivity distribution (*Fig. 64/b*). By measuring

* Balog Gy., Kakas K., Prácser E., Sörös L., Újszászi J.

the components of the secondary magnetic (transient) field using a small induction loop, the geoelectric model of the half-space can be derived from the decay curve.

In practice, instead of the direct current, a train of bipolar pulses is used and several thousands of transient signals are stacked to improve the signal-to-noise ratio. The transient signal (decay curve) is sampled at logarithmically equal time intervals (*Fig. 64/c*). The Geonics EM-37/3 instrument has 30 sampling times (channels) between 80 μ s and 80 ms.

The computer programs developed in ELGI can be used for the calculation of the transient field above a layered half-space for the transmitter-receiver configurations of *Fig. 65*:

- a) Coaxial or CIL (central induction loop) configuration (strict transient sounding); the field is measured at the midpoint of the induction coil or loop, lying on the surface of the half-space;
- b) Turam configuration (or roving receiver transient mapping); the field of a rectangular loop lying on the surface is measured at an arbitrary surface point;
- c) Dipole-dipole (or Slingram) configuration, the field of a horizontal loop, equivalent with a magnetic dipole with vertical axis, is measured in the plane of the loop.

Instead of the measured decay curves, or the calculated field components, generally it is more expedient to analyse the apparent resistivity values derived from them. During the calculation of the resistivity, parameters of the measurement (the magnetic moments of the transmitter and receiver, and their mutual position) are taken into account and their effects are removed from the decay curves.

For a better understanding and development of the theoretical basis of the transient method and its interpretation the following works have been carried out in recent years:

- programs were written for the calculation of the transient field over horizontally layered half-space by using the inverse Fourier transform to the results of calculations in the frequency domain [PRÁCSER et al. 1983];
- programs for field calculations obtained from the USGS in the framework of the American-Hungarian technical-scientific cooperation (ANDERSON 1982) were further developed, the asymptotic calculation of values belonging to late times was made more simple and accurate;
- a fast resistivity calculating algorithm, using the inversion of field values, was elaborated. It is valid for all three configurations.

The theoretical field calculations and the resistivity calculating algorithm is discussed in another paper (PRÁCSER 1987).

Interpretation methods provide geoelectric parameters of horizontally layered media. Generally two procedures are widely used. The interpretation with theoretical curves determines the thicknesses and resistivities of the layers by comparison with two- and three-layer master curves. Similarly to the interpretation of vertical electric soundings the method is tedious even for three layers. The automatic inversion is basically a computer program which—starting from an initial guess—determines the theoretical curve approximating the measured one within given accuracy by iterations. These programs, e.g. those based on the Marquardt algorithm, however, run very slowly even on a main-frame computer. The disadvantage of both procedures is that the interpretation does not provide any information on the deviations from the horizontally layered model (horizontal inhomogeneities) and thin layers are difficult to follow. To improve and speed up interpretation a new procedure was elaborated by a transformation, which can be used for the determination of the apparent resistivity–apparent depth curve from the apparent resistivity–time curve (transient sounding curve). It can be proved, that for simple models, the intersections of the tangents of the resistivity–depth functions give the layer boundaries with good approximation. This depth calculation is called TRH inversion, because the conversion between time (T) and depth (H) is made through the resistivity (R).

The TRH inversion utilizes that property of the transient field that the most characteristic parameter of the current distribution is

$$\alpha = \frac{t\rho}{H^2}$$

This property has already been recognized by several authors [NABIGHIAN 1979, RAICHE and GALLAGHER 1985]. Based on this, penetration depth H_{eff} can be defined for transient fields, which can be visualized as the instantaneous depth of a “radiating smoke ring” below the transmitter:

$$H_{eff} \sim \sqrt{t\rho}$$

In inhomogeneous half-space it is useful to define the apparent depth H_A as the instantaneous depth of the “smoke ring” in a homogeneous half space; thus:

$$H_A = C_\tau \sqrt{t\rho_A}$$

where ρ_A is the apparent resistivity at moment t and C_τ can be regarded constant for a given transmitter–receiver configuration.

The TRH procedure, even together with the resistivity calculation, can be carried out rather simply, thus providing a possibility for fast and automatic interpretation. If it is used in combination with graphic or Marquardt inversion methods, resistivities of the layers can also be determined.

The data acquisition, correction and processing program package (*Fig. 66*) was developed by adapting the programs of Geonics—applied in ore exploration—to our exploration tasks. It comprises exact and fast resistivity calculation, plotting of the sounding curves necessary for the graphic interpretation and, of course, the TRH inversion.

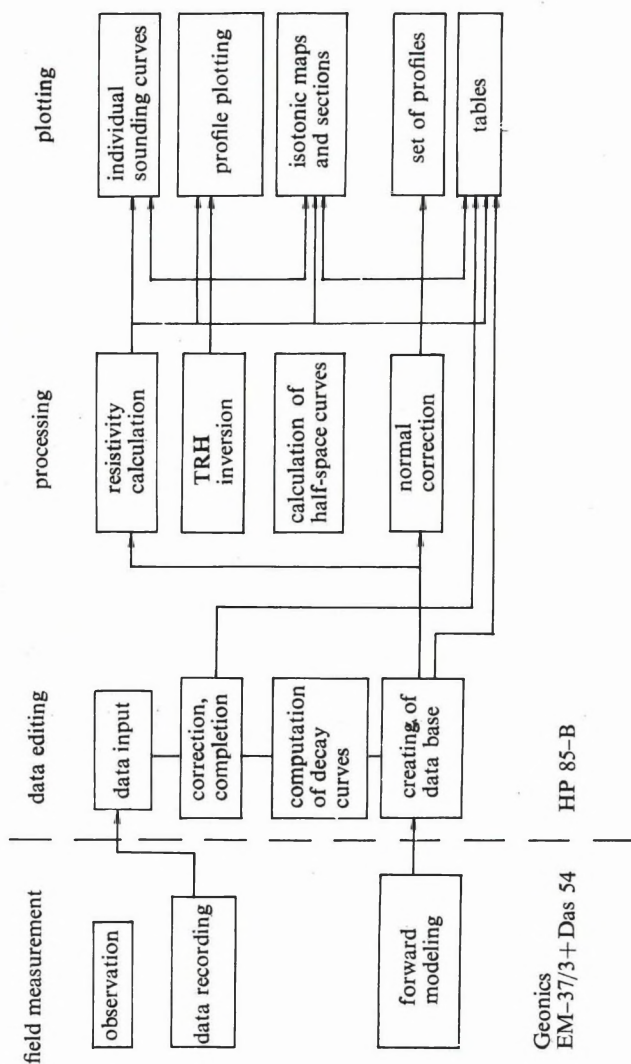


Fig. 66. Flow chart of transient data processing

The first step in the data processing is the recording of measured data. In practice 200–20,000 decay curves are stacked to reduce the measuring errors and to improve the signal-to-noise ratio. Still, the measurement of a transient curve is much faster than any other sounding procedure — if the time required for laying out the transmitter loop is not considered. In order to keep this advantage, the Geonics EM-37/3 instrument stores the data in a 32 kbyte solid state memory data logger, from where data are transferred to a HP 85B micro-computer operated in the field office.

After the required corrections (e.g. errors in the headers) and additions (transmitter current, loop size), raw field data are transferred to the data tape. After that, the so-called combined curves are calculated from the information of recordings made at the same station but using different polarities and transmitter frequencies. Further processing comprises apparent resistivity calculations for all three configurations, displaying of the processed data in various forms (the B_z values, the $\varrho_A(t)$ and $H_A(\varrho_A)$ curves of each combined curve are plotted together with their scales) plotting of profiles ($H_A(\varrho_A)$) and isotonic maps.

Examples for the application of transient measurements

To demonstrate the results obtainable by the transient method, two examples are shown from our experimental measurements. The throw of the southwestern fault zone of the Iharkút–Németbánya bauxite deposits exceeds 500 m. Its exact detection is, however, made difficult by the increased resistivity of the Oligocene–Lower Miocene overburden above the fault zone (thus the fault cannot be detected by dc measurements). Further, the effect of the structural line is masked by rugged topography. From the TRH section, constructed from CIL soundings (*Fig. 67/a*), the fault can be determined. *Fig. 67/b* shows the resistivity–depth section calculated by the TRH procedure, that allows a fast qualitative interpretation. According to the interpretation of the two profiles, the depth to the downthrown Triassic basement can be determined as near as 100 m from the fault plane. This demonstrates the high lateral resolution of transient soundings. The reason for this is that as the decay curve is measured in the lack of primary field the receiver can be placed in the midpoint of the transmitter loop. By this “zero offset” configuration, the reference point problems of the electromagnetic measurements is avoided, the “investigated region” is definitely below the common axis of the transmitter and the receiver. *Fig. 67/c* shows the comparison of the CIL sounding curves measured on the two sides of the fault.

The Bakonyoszlop–X bauxite deposit was explored by drillings in a 50×50 m grid. The bauxite, deposited at about 150 m depth, and the underlying terrestrial sequence fill a graben of the Triassic dolomite basement. The detec-

tion of the bauxite deposit was difficult using the traditional methods, because the effect of the medium-resistivity bauxite was screened by the inhomogeneous Oligocene–Lower Miocene overburden containing high-resistivity layers as well.

Above the bauxite deposit CIL soundings were carried out in a 25×25 m grid and resistivity maps were constructed for different sampling times. Increasing the sampling time the penetration depth increases too, and an elongated low-resistivity zone appears, that could be identified as the effect of the bauxite-filled graben checked by drillings. *Fig. 68/a* shows the resistivity map (ρ_A) constructed from channel 15 (2.2 ms).

To reduce exploration costs and to speed up the survey, CIL soundings can be replaced by Turam mapping (in the case of mapping, only the receiver is moving, the transmitter should not be relocated for each sounding). For the Turam mapping a resistivity calculation algorithm had to be elaborated which provides complete transient sounding curves in each mapping point for late times. *Fig. 68/b* shows the results of a mapping made within a 400×400 m transmitter loop (channel 12, 1.1 ms). Similarly to the former one, this map provides the direction of the graben. The detectability of the small-size bauxite deposit under the inhomogeneous conductive overburden can be explained by the fact that the total longitudinal conductance variation affects transient measurements more than dc or frequency domain measurements (KAUFMAN 1978).

The examples shown prove the possibility of using transient measurements for bauxite exploration but several factors should be clarified. Promising results were achieved in the exploration of other raw materials and in structural investigation. Further works are planned for the development of interpretation methods.

References

- ANDERSON L. 1981: Transient soundings for central-induction loop forward solutions for layered models. USGS Open-File Report, pp. 81–1309.
- KAUFMAN A. A. 1978: Resolving capabilities of the inductive methods of electroprospecting. *Geophysics*, **43**, 7, pp. 1392–1398.
- NABIGHIAN M. N. 1979: Quasi-static transient response of a conducting half space. *Geophysics*, **44**, 10, pp. 1700–1705.
- PRÁCSER E. 1986: Computing of transient response of layered halfspace, problems in apparent resistivity inversion. *Geophysical Transactions*, **32**, 3, pp. 221–234.
- PRÁCSER E., SZIGETI G., SZABADVÁRY L. 1983: Computation of multifrequency electromagnetic sounding curves ELGI 1982. Annual Report pp. 213–217.
- RAICHE A. P., GALLAGHER R. G. 1985: Apparent resistivity and diffusion velocity. *Geophysics*, **50**, 10, pp. 1628–1633.

2.2.2 New method for the exploration of solid mineral deposits of complex tectonics*

While structural conditions in recently explored coal deposits are of ever increasing complexity, the demand for more detailed and accurate information, regarding tectonics, is growing. The detection of small amplitude structural elements, normal and reverse faults, pinch-outs is a rather difficult task not only for surface geophysical methods but even for the latest well-logging methods.

In recent years new methods have been developed for the exploration of larger spaces than the well-logging methods do. These methods provide higher resolution than the surface measurements. Although well-logging devices are required for the measurements, these are called cross-hole measurements, geotomography or down-hole measurements irrespective of being an electric or seismic method. The predecessor of these procedures is the *mise-à-la-masse* method.

In what follows, a variant of the electrical tomography, developed in the Soviet Union will be discussed. This method is called geoelectric layer tracing.

Theoretical basis for the geoelectric layer tracing (GLT) method

Let us suppose that the resistivity of the coal seams is higher by at least one order of magnitude, than that of the host rock and it hardly changes within the exploration area.

To carry out the measurements, two boreholes intersecting the coal seam and penetrating into the underlying layer, are required. The current electrode A^+ is a point-like dc source, placed in one of the holes, while the other, the B^- , is at "infinite" distance from the borehole on the surface. At first A^+ is in one of the boreholes and the ΔV potential difference is measured in the other borehole with a stationary electrode pair. This measurement is repeated in various positions of the electrode A^+ , above and below the coal seam as well. The most important is that a sufficient number of measurements should be carried out with the current electrode within the coal seam. After completing the measurements, the current and potential electrodes should be interchanged and a new set of measurements should be carried out. The simultaneous interpretation of the two measurement sets allows a more reliable evaluation of bedding characteristics of the coal seam between the two boreholes.

If both the current electrode and the reference point of the potential electrodes are in the plane of a continuous coal seam—this plane can also be tilted—the potential electrodes are on an equipotential surface, the potential

* Király E., Szigeti G.

gradient is near to zero. This is true even if one of the boreholes has not intersected the coal seam or intersected it at a different depth because of a fault (in the case of a fault, that part of the seam is determined as the plane of the coal seam which is intersected by the borehole containing the potential electrodes). If the difference in the intersection depths is due to the dip of the coal seam, the zero places of the potential gradient can be used to determine the real dip of the layer.

Another feature of the potential field, yielding information on coal seams is whether potential gradient anomalies of similar shape change sign, when the current electrode passes through the coal seam. With the above two features, studied together, the continuity of the seam between two boreholes can be determined and the place and nature of the eventual discontinuity can also be established.

In practice, instead of the potential gradient, the potential difference closely approximating it is measured and for the above model the before mentioned features are valid with certain neglects only. The anomaly in the potential difference profile depends on the ratio of the real resistivity of the host rock and the coal seam. From among the geometrical characteristics, the ratio of the distance between the boreholes and the required exploration depth is of prime importance.

Beside the measured potential difference profiles, the so-called dipole potential profiles can also be used for interpretation. This can be constructed from the potential difference profiles by plotting the data measured with those potential electrodes having their reference points within the coal seam as a function of the depth of the corresponding current electrode. Based on the reciprocity principle, a profile is then obtained which could have been measured with a dipole source within the coal seam and a point-like potential electrode.

The qualitative interpretation, which is used for the determination of the spatial position of the coal seam, is carried out by comparison with the theoretical profiles calculated for the most important basic models.

Quantitative interpretation of GLT data

Besides the qualitative interpretation it would be very important to determine resistivities of the coal seam and the host rock, and in the case of non-continuous seams the exact location of the discontinuity. This can be accomplished by calculating theoretical curves using the geometric configuration and dimensions of the given measurement and, by changing the resistivity values to get the best fit. Best results are provided by dipole potential profiles. The main reason for this is, that for the given model the measurement accuracy of the dipole potentials is the highest (in a layer of higher resistivity the potential differences are larger and thus they can be measured more reliably).

The theoretical potential difference and dipole potential curves are calculated for horizontally homogeneous models consisting of arbitrary number of layers. The theoretical solution allows the deviation of the vertical resistance from the horizontal one within the layers.

The algorithm used in the program calculates the kernel function of the solution obtained in Hankel transformed form using a stabilization procedure protecting against exponential overflow. The transforms are determined exclusively on the basis of the Weber–Lipschitz formula, with exponential approximation of the kernel function.

For the interactive interpretation, initial data are taken from the resistivity logs of the boreholes as the geoelectric layer tracing profile is significantly influenced by the immediate geoelectric vicinity, the resistivity distribution around the borehole. If by changing the parameters interactively a theoretical curve similar to the measured one can be obtained, it provides a quantitative evidence for the existence of an undisturbed, continuous seam between the boreholes. If it is impossible to reach a good agreement, this refers to the fact that the actual geological model significantly deviates from the horizontally layered one (i.e. from the one-dimensional model).

Application of the GLT method

Geoelectric layer tracing measurements have been carried out in the Dubicsány, Oroszlány and Mátyás coal exploration areas. The best results were obtained in the Dubicsány area, where the main characteristics of the geological structure could be determined from about 30 borehole pairs.

The profiles measured in the borehole pairs of the south western part of the Dubicsány area are shown in *Fig. 69*. It is striking, that anomalies suitable for interpretation can be found only at the upper seam of the deposit; at the lower seam the effect can hardly be detected, although in the averaged resistivity logs, the resistivities of the two seams are rather similar and differ only slightly from the resistivity of the host rock. The contradiction is only apparent. In reality the upper seam comprises brown coal of good quality and high resistivity, while the lower one is a clayey coal of lower resistivity, but this difference is not reflected by the average resistivity logs.

Based on the dimensions of the measuring configuration, the existing resistivity and thickness parameters, the limit of reliable layer tracing distance is 170 m, slightly less, than the actual distance. The zero crossing of potential difference curve No. 4 of borehole Pu-44 is at the depth of 77 m. From this value $\lambda = 1.4$ anisotropy can be calculated. The profiles show all the characteristics necessary for the interpretation. From the shape of the dipole potential profiles and from the places of zero crossings directly below the seam it can be concluded that the coal seam is continuous between the two boreholes.

Based on our experiences those areas can be selected for the coal mining industry with fair certainty where the coal seams are undisturbed, continuous, their dip is not very steep and the existence of a fault with a throw larger than the seam thickness can be excluded.

2.2.3 Hydrocarbon exploration by geoelectric methods*

The low amplitude domes, where hydrocarbons accumulated in porous formations cannot be detected by geoelectric, or even by seismic methods of the highest resolution. Either the primary migration leading to the development of the deposits, or the secondary migration after the development of the deposits might have caused changes in the physical parameters of the overlying layers, which allow the direct detection of the presence of hydrocarbons by geoelectric methods, and the delineation of the deposits.

In what follows results of controlled source frequency soundings, magnetotelluric, self-potential and induced polarization measurements carried out over gas lenses of a few km diameter will be shown. These lenses can be found in Pannonian formations at the depth of 700 to 1200 m in the vicinity of Battonya. The measurements were carried out in the area described in Annual Report for 1983, and about 20 km from there around Kaszaper where the geological-geophysical model is similar. Measuring configurations are shown in Figs. 70 and 71.

Induced polarization measurements were carried out in the time domain. From the decay curves induced by current impulses of 15–20 s duration, at first the dynamic parameters are determined, i.e. the decay curves are approximated by the sum of exponential terms according to the following equation

$$U(t) = \sum w_i \cdot e^{-t/\tau_i} + w_0$$

where:

w_i — amplitude of the i -th exponential approximating the decay curve;

τ_i — time constant of the i -th exponential term; w_0 — constant.

Fig. 72 shows the decay curve recorded at station 35 of profile KASZ-1 with electrode separation AB=1600 m (circles). The decay curve is the result of two different physical processes. The time constant of the electromagnetic induction process is shorter than that of the induced polarization, its amplitude is negative and under the given conditions it has a higher absolute value. Thus for about 0.3 s the effect of the EM coupling dominates and after this period that of the IP. For the above reason our decay curves are generally approximated by the sum of 2–4 exponential terms, 1–2 of them being EM (with negative amplitude), and the others IP (with positive amplitude) terms.

* Csörgei J., Lada F.

Dynamic parameters are marked with an asterisk in the figure, and these values were determined by the Marquardt algorithm using HP 9845B computer. The curve calculated using the best fitting parameters is plotted with solid line in the figure. The measured (+) and calculated (solid line) values of the differential polarizability (dP) are also shown.

Fig. 73/a shows changes of the induced polarization parameters along profile BAT-1 obtained from decay curves measured with electrode separation $AB=2400$ m. *Fig. 73/b* shows the apparent polarizability-time section, which is determined by subtracting the EM terms and the constant (w_0) from the measured decay curve, then the remainder—the apparent polarizability values—are plotted along the profile as a function of time. It is clear, that the exponential amplitude (w), the time constant (τ) and the apparent polarizability profiles show relative maximum–minimum pairs in the vicinity of the gas–water contact (stations 15–16, 18–19 and 25–26).

Five-component (E_{x1} , E_{x2} , H_{y1} , H_{y2} , H_z) controlled source frequency soundings were carried out using a special configuration for the investigation of local inhomogeneities of the sequence at 300–1200 m depth. The measurements were carried out with the ERSz-67 generator station (maximum 30 A current) and DEF-1 digital equipment in the 1–30 Hz frequency range (104 discrete frequencies at each sounding), using an array close to the dipole equatorial. $AB=2000$ m and $AB=2500$ m grounded electric dipoles were used as sources, the electric field parallel to the transmitter dipole (E_x) was measured with receiver dipoles of $MN=100$ m, the vertical magnetic field and that perpendicular to the transmitter dipole (H_z and H_y) were measured with induction coils, up to 1000–1250 m separation from the equator of the transmitter dipole, in both directions. The separation between the transmitter and receiver lines (R) was 6–8 km (*Fig. 71*), which is large enough to carry out the soundings in the near-field zone if the applied frequency range and measured apparent resistivities are considered. Thus the reference point of the controlled source measurements is at the site of the receiver. The deviations from the dipole equatorial array were corrected for in the processing with the geometric coefficients.

Processing of the measurements was carried out with R-35 and HP 9845B computers. From the individual sounding curves apparent resistivity–depth sections were constructed, then using the procedure discussed in the Annual Report for 1983 these sections were separated into a regional and a residual part. *Figs. 73/c, d* and *e* show section BAT-1 in the 350–900 m depth range (approximated by $N=2$ and $K=10$ grade polynomials, against *Fig. 52* of Annual Report for 1983, where $N=5$ and $K=10$ were used). In the apparent resistivity section a monotonous decrease can be observed downwards, while in horizontal direction only small resistivity changes occur. In the residual anomaly section anomalies occur at 700–800 m depth around stations 0, 15, 19 and 26, coinciding with the IP anomalies.

The parameter changes occurring in the vicinity of non-structural hydrocarbon deposits — mainly geoelectric inhomogeneities, „chimneylike” resistivity and induced polarization changes above or at the boundaries of gas lenses — and some Soviet case histories led us to the decision, that magnetotelluric soundings should be performed in such environment. Measurements were carried out with digital magnetotelluric instrument DEF-1, in the 0.5–20 Hz frequency range (Fig. 71), using $MN=100$ m electrode separation and 200 m station separation (shorter electrode separations are prohibited because of the electric parameters of the instrument). Similar to the controlled source frequency soundings it was not expected, that magnetotelluric measurements could be used for the determination of geoelectric layers from individual sounding curves, but the changes of the natural electromagnetic field along the profile was to be followed. Computation of magnetotelluric impedance values was carried out by a R-35 computer using the standard processing program developed in ELGI earlier, with time domain convolution filtering. The impedance and magnetic polar diagrams were plotted with a HP 9845B computer.

Fig. 74 shows results of measurements carried out earlier along profile BAT-3. In spite of the penetration depths belonging to 10–20 Hz frequencies (a few hundred meters) do not reach the depths of gas-bearing layers (~ 750 m), the polar diagrams indicate horizontal inhomogeneities, two- and three dimensional geoelectric structures. Above horizontally layered medium the impedance polar diagrams are of circular shape, while the values of the magnetic tensor describing the relation between the vertical and horizontal components of the magnetic field are a few hundredths only. In our case, however, near to stations 11 and 21—in the vicinity of the gas–water contact—the impedance polar diagrams are significantly distorted. It can be seen from the magnetic polar diagrams that the values of the tensor approximate and even exceed 1, i.e. the vertical magnetic changes can be compared with the horizontal ones. This also confirms our opinion, that geoelectric parameter changes might occur not only in the close vicinity of hydrocarbon deposits, but at much shallower depths too, as a result of geochemical processes associated with the migration of gas.

To create an acceptable geological–geophysical model, the geoelectric methodological experiments should be completed with metallometric analysis of the core samples (or drilling mud) and IP logging in exploration or production wells. Comparative investigations should be carried out in barren areas too using both surface geoelectric measurements and downhole investigations.

2:2:4 Methodology of engineering geophysical sounding

*The potential applications of engineering geophysical sounding in planning of open pit lignite mining**

The Mátraalja Coal Mines produces lignite by open pit mining. During the fall of 1985 we had the opportunity to carry out experiments in the area designed for stripping, using the present routine engineering geophysical sounding technique to determine the lithology of the overburden, the depth and quality of the lignite seam, further the filtration coefficients of the various formations in the intersected sequence.

The penetration depth was between 15 and 21 m, and the separation between the soundings—11 along a profile—was 20 m (*Fig. 75*). The value of the filtration coefficient was determined in 6 soundings, in 9 formations of different quality. The overburden was completely intersected at each sounding, but information was obtained only from the upper 1.5–7.0 m of the lignite seam. The values of the filtration coefficient and the groundwater conditions along the profile were also determined.

Although the upper sequence of 10.5–15.8 m thickness comprises mainly clay, sounding 1 shows alternating semi-impermeable and semipermeable interbeddings of fluvial origin. On the surface a temporary stream can be found even now. Our measurements indicate layers of mixed grain size in soundings 4, and 6 to 9. From sounding 1 to 5 the lignite is overlain by a clay of very high plasticity, further along the profile this clay can be found within the overburden. Except sounding 3 this clay layer is 1.0–2.1 m thick. Its natural radioactivity—measured by the given nuclear instrumentation—is about two times higher than that of formations generally identified as clays. Practically it has no mechanical—compression and shear—strength, during the penetration of the probe it behaves like a fluid of high viscosity. The extreme values of the bulk density are 2.02 and 2.26 t/m³. During stripping of the overburden the stability of the slope is significantly endangered by the plastic clay. One of our most important results is the reliable detection of this layer, which is rather dubious by drilling.

Our investigations have proved that the surface of the lignite formation can be determined accurately by engineering geophysical sounding, because it means a 0.7–0.8 t/m³ decrease in the bulk density, and 75–80% decrease in the natural gamma activity (in the case of a clay–lignite contact). The bulk density of lignite is 1.32–1.45 t/m³. At soundings 1 to 6, there is a transitional sequence of 1.0–3.3 m thickness, immediately overlying the lignite. This contains 20–30 cm thick interbeddings with peak pressure and natural gamma activity decreasing or increasing simultaneously. Further studies are required for the determination of their lithology.

* Dobrovolni K.

By revealing the hydrologic conditions valuable information is provided for planning the drainage of the mining pit. The static groundwater table in the impermeable overburden has developed under pressure. The filtration coefficient of the lignite is by 7-9 order of magnitude higher than that of impermeable clays. Therefore drainage of the lignite should be commenced already during stripping of the clay, because at the critical thickness of the overburden as a result of hydraulic soil failure, or as a consequence of stripping off the top of a lignite dome, confined groundwater might flood the pit.

In spite of the above described results, further development of the method is required for investigating the lignite itself.

*Computer-aided interpretation of engineering geophysical soundings**

The engineering geophysical sounding method has gained more and more important role in the exploration of loose near-surface sediments. The increase in the amount of measured data required the introduction of computer-aided determination of layer boundaries and automatic identification of layers. The program described below, and shown in the flow chart of *Fig. 76*, can be run on a Commodore 64 computer. It determines the lithological column and produces a graphic plot from four sets of field data (total pressure, peak pressure, gamma-ray and gamma-gamma radiation).

Processing and interpretation of measured data are carried out in several steps as shown in the flow chart:

1. During data preparation most of the errors are removed from the recorded data with one-dimensional filters. The errors might be individual ones (occurring in the measuring process), or might be statistical ones (fluctuations resulting from the statistical nature of the gamma radiation and the microstructure of the layers).
2. Based on the corrected data, determination of the layer boundaries is performed in two steps. At first, places of largest changes are sought for in each channel, then—based on a combined evaluation of the information in all four channels—the program selects the zones which can be interpreted as layer boundaries. The various channels are weighted differently in the selection. Weighting is determined by the importance of the channel in layer boundary determination, on the one hand, and by the necessary and sufficient changes in the measured values of the channels for the unambiguous recognition of lithological changes, on the other.
3. Calculation of the parameters, characteristic for the individual layers, is carried out by simple averaging; transition zones are not taken into account.

* Fejes I.

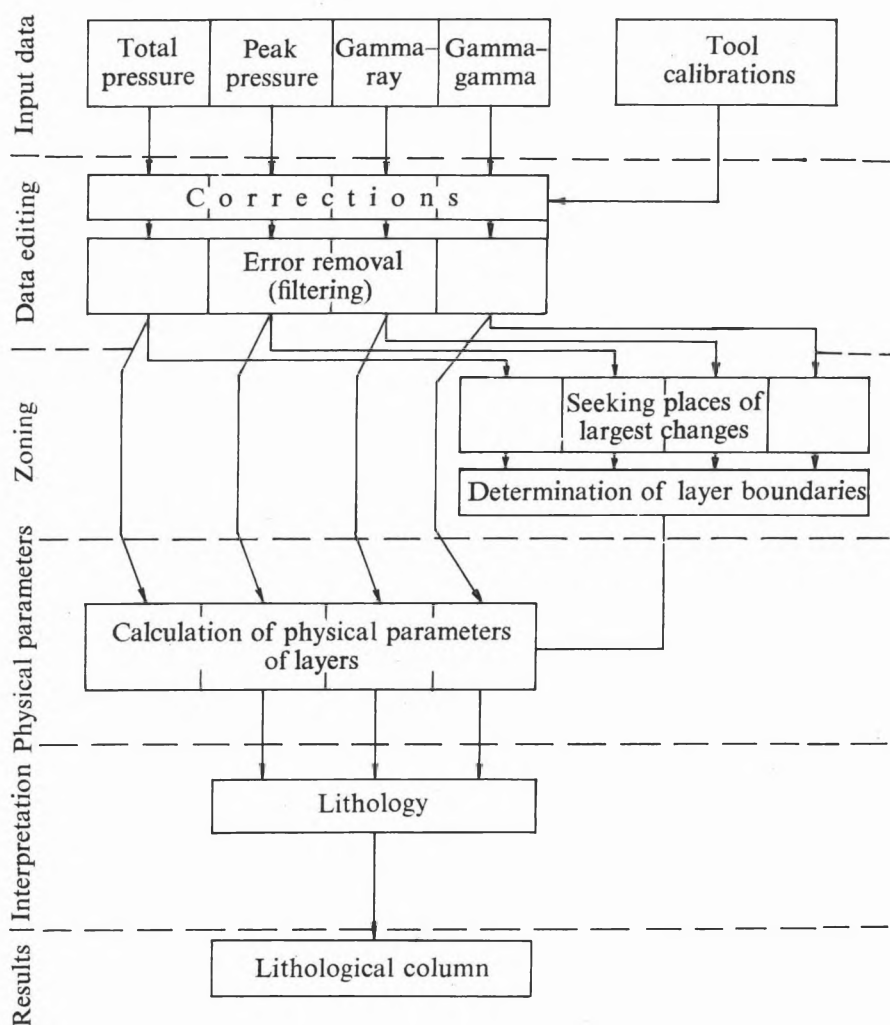


Fig. 76. Flow chart of computer processing of engineering geophysical sounding data

4. For the time being the program is able to interpret, i.e. to identify alluvial formations only. We have gained most of our experience in the investigation of these types of lithology, therefore the computer was taught for the recognition of these formations. If the three main parameters (the peak pressure being proportional to the breaking strength, the natural gamma activity proportional to the clay-mud content, and the gamma-gamma value proportional to the bulk density) are plotted along the axes of a spatial coordinate system, the parameters of a given layer determine a spatial point. According to our measurements the basic lithologies are characterized by more or less wide ranges of parameters, i.e. space compartments in our coordinate system (*Fig. 77*). These compartments of the space are well separated from each other. Based on the distance between the point determined from an individual measurement, representing an actual layer and the centre of gravity of the space compartments determined by the measurements representing various formations it can be decided, which of the formations lies the nearest to the measured data trio.

Based on our experiences, the lithological column is determined fast by the computer. Although minor improvements might be necessary, the lithological column determined from objective criteria provides a sound starting point for the geophysicist, who performs the final interpretation.

2.2.5 Field data loggers and preprocessing units for geoelectric instruments*

In 1985, ELGI developed a field data logger for her D-10R resistivity meter, and—using a pocket computer—a general purpose data logger and preprocessing unit for electromagnetic instruments (e.g. Maxi-Probe, EM-31).

The D-10R instrument directly measures a geophysical parameter, the apparent resistivity. The different resistivity techniques require different processing and therefore data acquisition and processing should be separated. For example, in the case of geoelectric layer tracing (see Section 2.2.2) in a single pair of boreholes several hundred data should be recorded in one day and between two consecutive readings a difference of even two orders of magnitude might occur. The measurements should be carried out fast (from the viewpoint of drilling, the measurement is dead time) and without error and the same applies for the field records.

The block diagram of the data logger is shown in *Fig. 78*. Its most important part is the 2 kbyte memory (M) consisting of CMOS RAMs. In the memory the average of repeated readings should be stored. Therefore the serial data, the measured ρ values, are transferred to a buffer memory (B), where 2, 4 or 8 readings are stacked. After giving the START command the average is calcu-

* Simon P., Verő L., Vincze L.

lated (D), then the averages are transferred into the memory in the form of 3 decimal characters with a label or a serial number automatically increasing from 0 to 999. To determine the order of magnitude of the ρ value, the gain (A), set on the instrument, should also be stored. In the memory this is placed before the respective average value in the form of a code.

For data processing other information (e.g. the electrode configuration, repeated measurement, etc.) is stored in the form of a decimal code (from 0 to 9) as a sublabel (L), set by a thumb wheel.

Wrong data transferred into the buffer memory can be cancelled, but data in the memory cannot be overwritten, even by mistake.

The whole data logger consists of a single printed circuit board and it is mounted into the lid of the instrument. It is fed by 4 miniature rechargeable batteries. After turning off the instrument the memory is in stand-by state, the consumption becomes very low and data can be stored in the memory even longer than 6 months.

Our plan is to equip the D-10R instruments with two data loggers. While one of them collects the data in the field, the other is in the field office and through an interface (IF) the stored data are transferred into a PTA-4000 pocket computer (Sharp PC-1600 Pocket Computer). The capacity of this pocket computer is satisfactory for processing of dc geoelectric measurements.

The requirements set by the Maxi-Probe electromagnetic frequency sounding instrument having been used for years are somewhat different. The cost of this instrument is more than ten times higher and the data providing geological information should be calculated from the data measured by the instrument. This way the PTA-4000 pocket computer can be economically used both for data acquisition and storage and using its KA-160 printer-cassette recorder and IFSP serial-parallel interface a field system providing certain processing and displaying possibilities can also be built. This system is not so closely fitted to a given instrument like the data logger of the D-10R and can be easily connected to various geophysical instruments. The properties of the PTA-4000 explain the fact, that the same computer might be used for field data acquisition and storing with more expensive instruments and as a "big computer" with cheaper instruments. Its most important advantage for instrumental purposes is, however, that the complete bus system of the CPU is accessible through a 60-pole connector.

Connection of commercially available units of the general purpose field data acquisition and processing unit is shown in *Fig. 79*. Geoelectric instruments, of course, cannot be directly connected to the bus of the CPU. Considering the instruments and the processing tasks, interfacing of the multichannel analog port and several, 8-bit parallel digital input and output ports further the data memory to the bus of the CPU had to be solved and the main memory area had to be extended. The main memory of the computer has a capacity of

18 kbyte and further 10 kbyte storage built up of CMOS RAM elements was added, thus 28 kbyte maximum operating memory capacity has been reached. A 128 kbyte capacity data memory RAM can also be used.

Most of the geoelectric instruments have analog outputs, correspondingly data loggers should have analog inputs as well. The analog input uses an 8-channel analog multiplexer, but the number of channels can be increased. A 12-bit analog-to-digital converter is used, the integration period is 20 ms for the suppression of power line noise, the conversion time is 80 ms. The setting of the different switches of the instruments, further the control signals can be input through 8-bit digital ports. At present two such inputs are provided, but the number of these can be easily increased. The digital output is used for addressing the analog multiplexer, but it can be used for measurement control and display purposes too.

Figure 79 shows the data logger (DL) interfaced to a Maxi-Probe instrument. The instrument measures the real and imaginary parts of the horizontal and vertical magnetic components of man-made electromagnetic field relative to an internal clock at many frequencies and produces direct voltages proportional to these four field parameters. From these direct voltage levels analog circuits generate the quantities required by the processing, and these can be read from a pointer instrument. The data logger and preprocessing unit takes over the function of these analog circuits and the pointer instrument. It carries out the arithmetical operations more accurately than the analog circuits and at the same time it automatically stores other data required by the processing too (gain of the two input channels, measuring frequency).

In Maxi-Probe measurements on-site plotting of the sounding curves is frequently desirable. Fitting of the selected measuring parameters to the given geological model can be checked only using these curves. Such a curve plotted in the field is shown in *Fig. 80*. Using the keyboard of the computer any header can be compiled. It is more important, however, that using repeated readings the accuracy of the measurement can be increased by digital filtering. These operations and the processing itself, further the graphic displaying requires a rather long program and this necessitated the extension of the memory of the computer to the maximum capacity.

A more simple task was the interfacing of the data logger to the EM-31 conductivity meter. The signal proportional to the conductivity of the soil is indicated by a pointer instrument, but there is an output for an analog recorder too. The data logger is connected to this output, the real and imaginary parts of the measured signal are input into two analog channels, and the gain setting is transferred into the digital input.

Storing data on tapes, and connection of the PTA-4000 to desk-top computers (HP 9845)—as in the case of D-10Rs—allow further processing and more sophisticated representations.

2.3 WELL LOGGING INSTRUMENTAL AND METHODOLOGICAL RESEARCH

2.3.1 Photoelectric index logging*

In the year covered by the report investigations were carried out with the purpose of laying the foundation for introducing the photoelectric index (P_e) logging. The photoelectric index can be determined by analysing the spectrum of back-scattered gamma radiation of rocks [BERTOZZI et al. 1981]. Since the photoindex is a strictly monotonous function of the atomic number, it furnishes information on general chemical composition and through it on the quality of rocks.

When the chemical composition is known, the photoindex of the rock can be calculated. For a certain rock type, of course, the photoindex varies within a certain range because of the variation of chemical composition. Photoindex intervals of various rocks and several compounds are listed in *Table II*. Low photoindex values between zero and two are given by coal, as well as water or oil- and gas-bearing sandstone, intermediate values between two and ten may correspond to a multitude of rocks, thus they are not informative by themselves. Photoindex values over ten are indicative of metalliferous rocks. However, intermediate photoindex values may also provide useful information when combined with other data, as it is illustrated in Figs. 81 and 82.

In *Fig. 81* the photoindex of several simple systems of two components can be seen vs. porosity. The pore liquid was accounted for as water, but if the pore space is filled up with oil, the photoindex does not change significantly, since water and oil have nearly identical photoindices. If it is known from preliminary investigations that any of the illustrated three rock matrices comes into the plot, then the photoindex enables us to decide which one is involved in the given case.

In *Fig. 82* the photoindices of clays and bauxites are presented vs. combined iron oxide content. Besides the low atomic number components the percentage ratio of iron having a comparatively high atomic number plays a decisive role in forming the average atomic number. There is a fairly good correlation between iron content and photoindex. The determination of iron content may contribute to increasing the accuracy of testing of bauxites for quality.

* Buránszki J.

| Rock or material | Photoindex minimum | Photoindex maximum |
|----------------------------|--------------------|--------------------|
| Water | 0.358 | |
| Oil | 0.125 | |
| Coal | 0.16 | 0.2 |
| Granite | 2.4 | 2.9 |
| Sienite | 3.4 | 5.1 |
| Gabbro | 3.5 | 6.5 |
| Dike rocks | 2.3 | 5.3 |
| Basalt, diabase, melaphyre | 4.6 | 6.4 |
| Clay | 1.5 | 5.0 |
| Bauxite | 5.0 | 6.3 |
| Sandstone | 1.7 | 2.7 |
| Shale | 2.7 | 5.8 |
| Limestone | 4.5 | 5.2 |
| Dolomite | 3.1 | 3.6 |
| Gneiss | 2.1 | 4.1 |
| Amphibolite | 4.6 | 6.3 |
| Serpentinite | 2.7 | 3.5 |
| Iron ores | 10.0 | 16.0* |
| Manganese ores | 8.0 | 16.0 |

* The P_0 of barium containing iron ores may be as high as 30 to 60.

Table II. Photoindex intervals of rocks

According to our examples the photoindex as a new geophysical parameter of well logging permits to check density logs in coal exploration as to the correctness of determination of layer boundaries, while in hydrocarbon or water exploration it permits to achieve a more accurate estimation of density and porosity through the identification of reservoir rocks and to determine the iron content of bauxites.

References

BERTOZZI et al. 1981: The physical foundation of formation lithology with gamma rays. *Geophysics* **46**, 10, pp. 1439-1455.

2.3.2 Computerized interpretation of coal exploration wells

*Application of the ASOIGIS system**

The computerized well logging analysis system (ASOIGIS) established as the result of one and a half decade's cooperation within the framework of the Council for Mutual Economic Aid was designed for the purpose of hydrocarbon exploration. In 1985 this system was introduced into the interpretation of coal exploration wells. The procedure of processing is shown on logs measured in a borehole of a lignite field in the northern part of Hungary. The processing includes the following main steps:

Relative depth matching of logs

The program which performs relative depth matching approximates depth differences of logs point by point by a polynomial. When the log to be matched ($y_1(x)$) is expanded in a Taylor series according to depth, the depth differences correspond exactly to substitution values of the polynomial $\Delta(x)$. By minimizing the quadratic differences of the log expanded in series and the linear combination of the rest of logs (y_2, y_3, \dots, y_n), the coefficients of the polynomial can be determined.

$$y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) = a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x)$$

$$\Delta x = b_0 + b_1x + \dots + b_px^p$$

$$\int [y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) - (a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x))]^2 dx = \min.$$

When they are substituted back into the Taylor series, the values of the corrected log can also be received. This procedure is repeated several times for each log, making the calculated values converge toward the respective values of the already matched logs. The program permits to match all logs simultaneously or to take a few as basic logs and to match the rest to them. Logs of the presented borehole matched according to depth are shown in Figs. 83 and 84.

The use of special crossplots

Calibration of measurements for accurate physical values and determination of parameters characteristic of rock components are made by using special crossplots. When the logs are being taken for probability variables, through utilizing their measured values and standard deviations which in turn are dependent on their difference ratios, one can calculate the probability of

* Szendrő D.

their belonging to individual rectangular domains of the coordinate system. Thus, for two logs, a two-dimensional, integral probability distribution is obtained. With a third log being taken into consideration, one can form the weighted averages for the individual rectangular domains, in which the weights are directly proportional to probabilities determined from the previous two logs in the discussed manner and inversely proportional to the quadratic standard deviations of the values of the third log. An example of the former, so-called probability plot is presented in *Fig. 85*, and of the latter, so-called ZW plot in *Fig. 86*, with the encountered rock components being indicated.

Statistical lithological interpretation

The statistical lithological interpretation is carried out for each sampling point. It requires the matrix of lithology characteristic for the area, which contains the lower and upper limits of geophysical parameters pertaining to the given logs and rock types, as well as the probabilities of the occurrence of individual rock types. Using a conditional probability, the program calculates—from the measured values and their standard deviations—the probability of the measured value, using the ranges defined in the matrix of lithology. Forming the resultant probabilities for each type of rock from several logs, the program indicates the rock type having maximum probability. This result of the statistical lithological interpretation can be seen in the far right column of *Fig. 84*.

Determination of rock components

Rock composition can be determined from a system of equations to be written for each depth point for the measured neutron porosity, density, resistivity and gamma-ray log. The program solves the non-linear system of equations—whose parameters are defined by cross-plots—using an iteration for the unknown volume percentage. The calculated rock composition in volume percentage is given in the left column of *Fig. 87*.

Calculation of quality parameters

When it is assumed that the ash content of coals is mainly due to solid components of the embedding rocks, and the moisture content can be defined as the sum of calculated effective porosity and of the content of bound water in the barren rock, the determination of coal, ash content and moisture in weight percentage is illustrated in the central column of *Fig. 87*. If the combustion heat of the given coal type is known, the caloric value can be obtained by subtracting the amount of heat required to warm up the water—to its

weight percentage in proportion—from the combustion heat of the coal multiplied by its weight percentage. The caloric value is plotted in the right column of Fig. 87.

The program system works in routine operation and, as experiences show, the obtained results—in agreement with traditional interpretation—furnish useful information for delineating coal fields and for decomposing the lithological complex. In addition, by deducing quality parameters of coals solely from geophysical measurements, the system helps to reduce the expensive coring to a minimum.

*Interactive processing with minicomputers**

An improved version of the program system discussed in the Annual Report for 1984 (p. 197) permits to determine the conditions of overlying and underlying rocks of coal beds. Laboratory grain distribution curves offer a means to calculate the filtration coefficients of overlying and underlying formations.

Effective grain diameters (D_{10}) determined from laboratory grain distribution curves can be brought into correlation with nuclear logs. Closest correlation is observed with the relative gamma log (R-GAMMA) calculated from the gamma-ray log. By the aid of this correlational relationship, described by a third-degree polynomial (Fig. 88), a continuous D_{10} curve can be created. With the D_{10} curve known, the k filtration coefficient is calculated from the function with two variables $k=f(\Phi, D_{10})$ established for the given exploration area, where Φ is the value of effective porosity in per cents. Filtration conditions of the penetrated section are well reflected on the calculated k curve. Fig. 89 shows the relationship between filtration coefficient and neutron porosity, with D_{10} as parameter. Results obtained through processing data of an exploratory well at Dubicsány are presented in Fig. 90.

A branch of this program system dealing with filtration conditions can be used to interpret logs measured in wells of water exploration which penetrate formations composed of clay and sand; investigations in this field started already.

2.3.3 Well logging instrument development**

For the determination of filtration and reservoir parameters of productive hydrocarbon- and water-bearing layers hydrodynamical methods are used. Among the parameters down-hole pressure- and temperature measurements are of utmost interest. To render these measurements possible, the KPT-2-

* Karas Gy., Bihari A., Mészáros F.

** Korodi G., Szentpály M., Vadász G., Lakatos S. (VIKUV)

120–43Y sonde was designed by which pressure and temperature can simultaneously be measured. The operating principle can be seen on *Fig. 91*. The pressure gauge (1) consists of strain gauges glued on a planar diaphragm built as a Wheatstone bridge. The bridge is zero positioned and temperature compensated. The output voltage of the bridge (of mV order of magnitude) that is proportional to the pressure is amplified by a high stability amplifier (3). The output voltage is converted by an ultralinear voltage/frequency converter (4) thus the output frequency is proportional to the pressure. The temperature gauge (2) is a special integrated circuit with a time constant of 1.5 s in liquids. Its characteristic is fixed to the absolute temperature and is linear within $\pm 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ so the sonde has to be calibrated only once. The signal of the temperature gauge is processed also by a voltage/frequency converter (4). The signals of both the temperature and the pressure channels come to a logic circuit (5) which eliminates the pulse coincidence. The pressure and temperature signals reach the surface in the form of positive and negative pulses on a single conductor. In order to achieve maximum stability the electronics of both the temperature and the pressure channel are operated from a high stability power supply unit.

The mechanical construction of the sonde can be seen on *Fig. 92*. It is of 1470 mm in length, 43 mm in diameter and is made of corrosion-resistant steel. The pressure- and temperature sensors form one unit in a protective cage providing rapid temperature exchange. Processing of the pulses and the power supply of the sonde are provided by the surface unit of type KFU–4–12P. It is based on a microprocessor of type Z–80 with a 16 kbyte operative memory providing considerable flexibility. According to the burnt-in program it computes the temperature and pressure values from the input pulse counts, and displays them on 4 analog outputs and on a 16-character alphanumeric display. Moreover it compensates for the temperature drift of the pressure channel as well as performs the calibration of the temperature and pressure channels. With a connected matrix printer the curve can be displayed in time logarithmic scale as well. On *Fig. 93* a pressure recovery curve and its repetition can be seen (Göd, $T_{amb} = 56\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{abs} = 50\text{ bar}$).

Features for temperature measurements:

| | |
|-------------------|---------------------------------|
| measuring range | 120 $^{\circ}\text{C}$ |
| absolute accuracy | $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ |
| resolution | 0.05 $^{\circ}\text{C}$ |
| time constant | 2 s |

For pressure measurements:

| | |
|-------------------|----------------------|
| measuring range | 300 bar |
| absolute accuracy | $\pm 0.5\text{ bar}$ |
| resolution | 0.03 bar |

3 EARTH PHYSICS RESEARCH

The Tihany Observatory continuously performed its tasks of geomagnetic measurements and international information supply.

Preliminary annual mean values of geomagnetic components measured at Tihany for the epoch 1985, 5 are as follows:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 31.3' \\ H &= 21,454 \text{ nT} \\ F &= 47,450 \text{ nT} \\ Z &= 42,325 \text{ nT}. \end{aligned}$$

To check the geomagnetic standard of the Observatory comparative measurements were conducted in the Observatories at Hurbanovo (Czechoslovakia) and at Niemegk (GDR).

In the past ten years comparative measurements were reciprocally carried out with eight observatories: neighbouring Central European stations and the Niemegk Observatory and repeated several times; within the framework of two multinational programmes such measurements were performed with the participation of numerous European stations that would take part in the regular exchange of geomagnetic data (1980: Niemegk; 1984: Hurbanovo). These measurements permitted to conclude that the data of the observatory network—due to different operational conditions, heterogeneous instrumentation and measuring techniques—may differ as much as several nT.

In the course of a comprehensive processing of the hourly means recorded at the Observatory spectral investigations were carried out in order to study methodological questions of the analysis in the frequency domain (*Fig. 94*). During the processing such characteristic frequencies were selected that could be interpreted in physical terms and had a significant appearance in the data system of several decades. Subjects of these investigations were the effects of aliasing and window functions, the optimum length of record, the identification of actual frequencies (*Fig. 95*). It was established that the processing of hourly means did not necessarily require preliminary filtration in addition

* Hegymegi L., Körmendi A., Lomniczi T., Szabó Z.

to the separation of S_q variations. In comparison to data of a higher sampling rate it was found that the spectrum of hourly means was less distorted by aliasing. Spectra calculated for time windows covering several times the average storm activity (2–4 days) furnish traceable peaks in the periods of several hours to one day interval.

Similarly to K-numbers local 3-h indices were calculated from hourly means of the horizontal intensity by separating the S_q variations revealed by recursive filtering (*Fig. 96*). The purpose of this procedure was to automatize the determination of indices for digital stations, on the one hand, and to establish disturbance indices that are duly sensitive to local characteristics of magnetic storms. According to our studies the new indices offer a better structural description of substorms than the traditional K-numbers.

An analysis of deviations between our base network measurements and the IGRF-1980 normal field was initiated. Our study conducted so far leads us to reaffirm the opinion published by others that the IGRF-1980 model, based on the extrapolation of the magnetic variations of the previous decade, overestimated the secular variation and the observed values are lower by 30–70 nT.

In 1985 gravimeter and extensometer observations continued in the cave of Mátyás-hill in Budapest. To improve measurement conditions the thermal insulation of the extensometer was made more complete. The sites for further two quartz-rod extensometers were prepared: the end pillars in the solid rock and the intermediate pillars with supports were constructed.

To render conditions for earth tide gravity observations more perfect a cabin divided to two parts was built within the cave. This made possible the use of any type of earth tide recording gravimeters at this station in spite of the underground conditions. Since in the inner part of the cabin both temperature and humidity can be controlled — new types of instrumental research could be introduced as well.

The harmonic analysis of earth tide gravity observations, performed in 1982–83, was concluded, a summary of the results is presented in *Table III*. The time stability of earth tide parameters entered in the table can be called favourable, the r.m.s. error of their determination i.e. of one reading is small.

Figure 97 shows a section of the residual curve from June 1983. The residual curve is obtained by subtracting the instrumental drift and the theoretical curve corrected by earth tide parameters from the observed values. The amplitude spectrum of the residual curve observed in the years 1982–83 is presented in *Fig. 98*. On the presented amplitude spectrum it can be seen that its values exceed the average noise level in the frequency band mainly of diurnal waves, but even of semidiurnal waves. In the environment of the frequency of diurnal waves O_1 and K_1 0.1 microgal** was received on the average, in the case of the semidiurnal M_2 the same value was observed. Since the theoretical amplitude of the mentioned three main tidal waves at Budapest are successively 30.95; 43.52 and 34.23 microgal, the amplitudes of residual vectors are 0.32; 0.23 and 0.29% of the respective waves, which shows a fairly good agreement with their errors (see: *Table III*). The circumstance that the spectrum of the residual curve substantially exceeds the average noise level in the frequency band mainly of the diurnal waves, but of the semidiurnal waves as well, can

* Varga P.

** 1 microgal (μgal) = 10^{-8} m/s².

be attributed to the presence of systematic components in these frequency bands.

The amplitude spectra of residual curves received on the basis of observation periods lasting for 2.5–3 months between December 1982 and October 1983 (*Fig. 99*) show in each instance an unambiguous maximum in the frequency band of diurnal waves, while in the case of semidiurnal waves a maximum can be detected within the period April–June 1983 only. This fact indicates that the residual curve reflects a temperature effect. If, namely, the anomalies of residual vectors were caused by the imperfect elimination of earth tides, then the anomalies should appear for both diurnal and semidiurnal waves. Spectrum anomalies of the residual curve can neither be explained by the effect of air pressure variations. In this case, namely — since the barometric variation includes a systematic component with a frequency of $30^\circ/\text{h}$ — a regular maximum should present itself in the frequency band of the semidiurnal waves.

Table IV defines the reliability of earth tide parameters measured by ELGI's recording gravimeter through their comparison. Since the calibration error of the recording gravimeters is 0.5%, there is no objective possibility for the joint interpretation of amplitude ratios obtained by different instruments. Results presented in the table show that amplitude ratios obtained by the instrument BN-07 at Pecný and Potsdam were higher by 0.36% on the average than observed by gravimeters GS-15, GS-222 and GS-228 being at operation on those stations for long years. At the same time the results obtained with the instrument BN-07 show a good agreement with the results of statistical investigations carried out by various authors and with values received for theoretical earth models [VARGA, GERSTENECKER, GROTEN, HÖNIG 1985]. A further study of the question will be hopefully supported by the joint earth tide observations carried out in 1985 in cooperation with the researchers of the Institute of Geodesy, Topography and Cartography (Prague) and of the Technical University of Prague. Operating the Czechoslovakian instruments (GS-15 and GS-228) we received high quality records in the period from November 1984 to January 1986.

The residual vectors provide a useful means for interpreting the results of gravity earth tide observations. As it is known the residual vector is obtained by subtracting the theoretical tidal effect calculated for elastic Earth and the loading effect of the oceans from the observed value. Of course, in this case it is of vital importance to determine the r.m.s. error of these vectors. A detailed investigation of this question [GERSTENECKER, VARGA 1985, 1986] showed that the errors of the residual vectors depend on the uncertainties of loading vectors, on the applied Earth model and—of course—on observation errors. Because of calibration problems the best-established conclusions about variations of the residual vectors can be obtained at present by comparing residual vectors

received at various observation sites with the same instrument. To this end we have compared the results of observations carried out with the La Coste Romberg ET-16 gravimeter of Darmstadt Technical University at 13 different places. The observations characterized by a very good internal accuracy in each instance and the measurements on the mentioned 13 stations were performed without any technical alteration of the instrument. The residual vectors determined for the main earth tide waves (O_1 , K_1 , M_2 and S_2) and their errors are shown in *Table V*. These values were determined from the model of Molodensky, while data figuring in *Table VI* were calculated on the basis of Wahr's model.

The results can be summed up as follows:

1. The areal distribution of the orientation of residual vectors for all four studied tidal waves are similar.
2. The direction and magnitude of residual vectors are strongly dependent on the parameters of the loading vector, i.e. errors of cotidal maps exert a substantial influence on the calculated amplitudes and phases of residual vectors. The dispersion of residual phases depends significantly on properties of the applied Earth model.
3. In the central part of Europe the residual vectors point to E or SE.
4. In statistical sense the residual vectors are significant. This statement holds for the wave M_2 only in those case—since this wave is highly dependent on the loading effect of oceans—when the used map of oceanic tides is of satisfactory quality and the calculations of loading were performed with the required accuracy.
5. On the contrary to M_2 , the residual vectors of O_1 and K_1 are substantially bigger than the corresponding vector of loading. Since the areal distribution of the residual vectors for the main tidal waves can be taken for identical with a good approximation, and that on the contrary to the case of the M_2 wave the residual vectors of O_1 and K_1 are significantly bigger than those of derived from the gravity and loading effects of oceanic tides, they can be related to deformations of the laterally inhomogeneous Earth caused by the tidal forces.

On the basis of the foregoing it seems to be necessary to utilize the residual vectors not only of M_2 but of all main tidal waves for revealing the lateral inhomogeneities of the Earth.

References

- GERSTENECKER C., VARGA P. 1985: On the distribution of the residual vectors Earth's tide gravity observations in Central Europe. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 81, Teil I., pp. 150–165.

- VARGA P., GERSTENECKER C., GROTEN E., HÖNIG W. 1985: Gravimetric earth tide observations in Tihany, reliability and interpretation. *Annales Geophysicae*, **3**, 4, pp. 493–498.
- GERSTENECKER C., VARGA P. 1986: Some questions concerning the interpretation of the residual vectors. *Journées Luxembourgeoises de Geodynamique*, 60ème session. *Comptes Rendus* (in press)

Within the framework of the complex investigation of geological basic sections two sections were studied palaeomagnetically: the Anisian part of the Early-Middle Triassic section at Aszófő and the Late Jurassic part of the Mogyorósdomb section No 2 at Sümeg (*Fig. 100*). These were meant to serve as magnetostratigraphic control sections: the former to the Middle Triassic Malomvölgy section at Felsőörs, the latter to the Mogyorósdomb section No 1 at Sümeg.

The remanent magnetization was measured on JR-4 spinner magnetometer, the magnetic susceptibility on a KLY-2 susceptibility bridge. The samples were cleaned thermally in a Schonstedt oven. Both the remanence and the susceptibility were remeasured after each heating step. In addition to the earlier applied methods of evaluation, double heating was introduced at critical temperatures (cleaning at the same temperature was done twice: during the second the specimens were put in the oven in opposite orientation) and some of the tedious hand-plotting was replaced by drawing diagrams with the help of an IBM PC (e.g. orthogonal declination-inclination plots).

Early Triassic (Anisian) basic section at Aszófő

One sample per bed was drilled from the 91st to the 35th bed of the 40 m long section (high numbers designate younger, low numbers older beds). The strata are generally tilted to the NW but in the environment of the 35th bed disturbances were observed: twelve samples were drilled here from strata with different tilts.

Both the natural remanent magnetization (NRM) and the magnetic susceptibility (χ) of the samples are weak, the latter one often diamagnetic.

The NRM directions before cleaning are clustered around the local direction of the present Earth's magnetic field (*Fig. 101*), which indicates remagnetization. On thermal demagnetization up to 475 °C the directions remain basically unchanged (*Fig. 102*) except in samples where the NRM disappears.

* Márton E.

Heating to 500 °C invariably leads to susceptibility increase and the NRM becomes strongly disturbed by the remanence of the newly formed magnetic minerals (*Fig. 103*). The cleaned NRM of the samples is suspected to be secondary because of its similarity to the present field direction. The doubt as to the primary nature of the remanence is further supported by the large angular difference between the NRM directions of cores drilled from the same bed but independently oriented (*Fig. 103*) and the absence of reverse polarity (beds of corresponding age at Felsőőrs exhibited multiple polarity reversals: *Fig. 104*). Consequently, the section at Aszófő is not suitable for magnetostratigraphic interpretation.

Sümege, Mogyorósdomb basic section No 2

Sixty-seven cores were drilled from the 63 m long artificial exposure of the Late Jurassic (Early Cretaceous?) rocks. The general tilt in the section is to the NW, but about 10 percent of the samples were collected from overturned strata dipping to the SE.

Both the NRM and χ are weak, the latter diamagnetic in some cases. The directions of the untreated NRM group close to the present local field direction (*Fig. 105*). Based on the experience with the samples from Mogyorósdomb basic section No 1, where the optimum cleaning temperature was shown to be min. 500 °C, the cleaning of the samples from section No 2 started at 500 °C. Unlike in section No 1, the susceptibility often increased considerably in section No 2 on heating the samples to 500 °C. The cleaning at 500 °C, therefore, was repeated, with putting the specimens in the oven in opposite orientation. This way the distorting influence of the remanence of the newly formed magnetic minerals was estimated. Samples with non-reproducible directions were disregarded for magnetostratigraphic interpretation. The reliable NRM directions depart significantly from that of the present local magnetic field and both polarities are in evidence (*Fig. 106*).

The magnetic zones of *Fig. 107* were derived from the latitude of the virtual geomagnetic pole (VGP). In order to determine the VGP latitudes, first the mean direction of the cleaned NRM was calculated from the individual directions, each corrected for the tilt of the respective bed. This locality mean is in excellent agreement with that of section No 1:

Basic section No 1, Late Jurassic:

$$D=260^{\circ} \quad I=32^{\circ}$$

Basic section, No 2, Late Jurassic:

$$D=266^{\circ} \quad I=34^{\circ}$$

The polarity zones determined for section No 2 correlate well with those from section No 1 (*Fig. 108*).

In 1985 the gravimeter survey on the Czechoslovakian–Hungarian section of the Uniform Gravity Base Network (EGH) was concluded.

Due to airport reconstruction the gravity base point in Budapest-Ferihegy (MEGP 29) had to be transferred to a new site. Observations on the II-nd order Gravity Base Network continued and about 80% of the work had been completed by the end of the year.

Calculations were made to investigate the gravity effect of barometric pressure variations. This effect consists of two parts. One of them is the direct gravitational effect of the moving air mass, while the other results from deformations of the Earth's surface due to barometric pressure variations. For our investigations we made use of the ground level data, the isobar maps in the scale of 1:10,000,000 as well as the radiosonde measurements of the Meteorological Service of Hungary (samples were taken at 20 km height or over it). The two effects were independently calculated, whereas different volumes were involved: cones 20 km high with various aperture angles were assumed over the observation point and the gravity effect of comprised air masses was calculated. It was established that air pressure changes, amounting to about 30 mbar at most in Central Europe, do exercise a substantial influence. Within the so called inner zone (a cone with an aperture angle of 1°) the total effect may reach the value of 130 nms^{-2} ($= 13 \mu\text{gal}$). In this zone about 95% of the total value is caused by the direct gravitational effect. In the outer zones (cones with an aperture angles up to 30°) the effect due to deformations of the Earth's surface is gradually increasing but does not exceed 20% of the total effect. Thus it is advisable to introduce a correction for these effects when comparing the results of absolute g determinations conducted on the same point in different epochs.

By the aid of gravimeter and torsion balance survey we investigated local anomalies of the gravity field in the environment of the absolute gravity base point No. 82 located in the cave of Mátyás-hill. It was established that the horizontal gradient on this main base point (*Fig. 109*) reaches 400 Eötvös

* Csapó G., Pollhammer M., Sárhidai A., Szabó Z.

units ($\approx 40 \mu\text{gal/m}$). The high gradient calls our attention to the importance of utmost care when setting up the instrument on the same point for redetermination of absolute gravity.

A very interesting phenomenon was established during the Eötvös-balance measurements when the observations were carried out in different heights above the floor. Between horizontal gradients obtained at 50 cm and 150 cm levels about 6.5% decrease was experienced (*Fig. 110*).

In the course of the year gravimeter measurements were carried out in a zone of 7 km radius around 20 geoid points. The purpose of the survey was to supply gravity data for more accurate geoid determination.

To elaborate optimum interpolation techniques of Faye-anomalies experiments were made with various methods (optimum approximation, least square method, approximation with Boolean's sum, etc.).

A residual anomaly map in the scale 1:100,000 was constructed for the territory of Hungary. The calculations were based on the 130,000 points of the regional survey. A version of this map in the scale of 1:400,000 had also been compiled for the purpose of tectonic interpretation.

Examples from the activity of ELGI abroad*International Geological Expedition in Cuba**

The geological mapping on the scale of 1:50,000—started in the course of 1984 in the region of Holguin (southern part of Cuba)—as well as the complementary geophysical activities continued during 1985. Geological and geophysical prospecting for mineral resources to the scales of 1:10,000 and 1:25,000 was also performed by the Hungarian Geological-Geophysical Group (organized by MÁFI) on the areas becoming prospective in the course of the mapping. The geological mapping is being carried out on schedule.

The Coordination Team directing the international groups working on the basis of various bilateral agreements, besides controlling methodology in mapping and prospecting works carried out on different territories, collects and systematizes geological and geophysical materials of Cuba. Accordingly, the Hungarian chief geophysicist working in the team compiled the “geophysical prospecting” part of the report on geological mapping in the scale of 1:50,000, as well as took part in the finalization of the prospecting plans, evaluated the methodology of the geophysical crews and participated in setting up norms for the unification of geological interpretation of geophysical anomalies from the point of view of mining geophysics.

*International Geological Expedition in Mongolia**

In the course of 1985 the prospecting of the southern part of the Enderhan massif was continued by the Hungarian Geological-Geophysical Group which was organized by ELGI as main contractor. Prospecting in the scale of 1:10,000 and 1:5,000 was performed in the neighbourhood of the Ender Cagan Obo rare earths mineralization, on the Mengen Ender silver-polymetallic ore occurrence and on the Gotor Obo polymetallic and rare earths indication with self potential, various resistivity and induced polarization, geomagnetic and radio-metric methods.

* Zsille A.

Main results of the geophysical measurements:

- attention was drawn to the south-eastward continuation of the ore body on the Ender Cagan;
- the vein-lens type of mineralization became known and metalliferous zones could be separated on the Mengen Ender area;
- 3 IP anomalies of small size but high intensity were detected in the environment of the Gotor Obo. Their detailed investigation will be carried out in 1986.

*Results of electromagnetic frequency soundings in prospecting for ores in the Teerimäki area, Finland**

In August 1985 electromagnetic frequency soundings of high sampling rate were performed, by a four-member expedition of ELGI, with the Maxi-Probe system, on the Teerimäki area near the town of Keitele, in addition to the geophysical surveys carried out earlier by the Geological Survey of Finland with the purpose of prospecting for ore deposits (VES, AMT, VLF, Slingram profiling).

The aim of the geophysical survey was to trace the metalliferous zones connected with the contact zone of the gabbro intrusion. These metalliferous zones are supposed to exist between the north-western exposure of pyrite (borehole No. 382) and the south-eastern outcrop of sphalerite mineralization. Pyrite mineralization inside the gabbro intrusion is known only from two boreholes; EM soundings were tested on the area between them, above a thin ore sheet of ca 40° apparent dip (profile TE-B, between points 1–7 Fig. 111).

As a geoelectric model, it was supposed that the metalliferous zones are thin, conductive sheets, whereas the embedding medium consists of a quasi-*n*-layered formation with nearly horizontal or only slightly inclined irregular layer boundaries — or it consists of blocks of the above characteristics bounded by fracture zones and faults. This model is a composition of the conventional ore models and the structural ones—used in the course of mapping. Another special feature of the geoelectric model is that the resistivities of the crystalline and volcanic rocks—mostly gneiss and gabbro—forming the subsurface are extremely high (4,000–60,000 Ωm) while the resistivities of the weathered rocks of the fracture zones are low (100–800 Ωm) approximating that of the conductive metalliferous zones, therefore having similar inductive effects. Thus the fracture zones should be considered in the model as dipping conductive sheets.

* Kardeván P., Rezessy G., Gyurkó P.

Results:

- The one-dimensional effects caused by the layering produce slowly changing patterns which can be correlated along the profile.
- Characteristic dents and quick local changes having no effect on the overall shape of the transformed curves are produced by the galvanic effects due to the dipping layers. By correlating these changes the dip conditions can be constructed (see Fig. 111, horizons *A, B, C, D, F, G*).
- A nearly 1-dimensional type effect is induced also by the thin ore sheet of 40° dip angle in the soundings above it. Such an effect is the ρ_a decrease under horizon *H* in Fig. 111. The depth of the ore sheet can precisely be constructed also by 1-dimensional model hypothesis. Deviation between refraction points *H*, marked with circles, and the zone of mineralization are not significant.
- A 2-dimensional effect of a steeply dipping sheet can be recognized in Fig. 111 between points 9 and 12 by the characteristic fast change of the apparent resistivity pattern. As the cause a nearly vertical conductive sheet can be conceived perpendicularly to the profile with the upper head position under points 10–11. This can also be interpreted as a fault zone.

Electromagnetic frequency soundings near Ranua in Finland connected to the Suhanko-project

As another task of the expedition Maxi-Probe type EM frequency soundings were carried out at every 100 m along a 1.7 km long profile on the area of the Suhanko gabbro intrusion, on the commission of the Oulu University. The aim of the investigations was to verify the existence of the ore body. At one part of the profile the existence of it can be excluded. The ρ_a decreases of the other soundings refer to a conductive zone at a depth of 700–800 m according to 1-dimensional evaluation. This result agrees with that of the 1-dimensional evaluation of the AMT soundings. On the profile, however, there is a strong 2-dimensional effect similar to that of Fig. 111. This effect may also be due to a fault.

*EM frequency soundings in the vicinity of the iron occurrence at Marquesado, Spain**

From 21st November till 14th December 1984 on the commission of Compañía Andaluza de Minas S. A. (C. A. M.) electromagnetic frequency soundings (MFS) were carried out with the Maxi-Probe EMR-16 instrument.

* Rezessy G., Szalay I., Vértesy L.

Haematitic iron ore is the main production of C. A. M. in open pit mines on the northern slope of the Sierra Nevada at the rim of the Marquesado basin.

The aim of the measurements was:

- to determine the geoelectric resistivity conditions on the basis of MFS measurements on an area known by drillings (*Figs. 112 and 113*);
- to investigate the geoelectric model of the basin along some regional profiles by experimental measurements (*Fig. 114*).

The zone of mineralization can be found in the top unit of a complex nappe system consisting of Triassic shale, calc schist and limestone but it is mostly connected with the limestone. The shapes of the ore bodies are capriciously changing. The size of the largest ore body is $350\text{ m} \times 100\text{ m} \times 60\text{ m}$. In the basin, above the nappe system alluvial formations are deposited ranging in thickness up to 200 m.

In Fig. 112 two apparent resistivity vs depth curves are presented. The measurements were carried out at a distance of several 100 meters from the pit, over boreholes. It can be seen from the geological column that the iron ore (marked by black) may be situated, at different levels of the Triassic formations. Four horizons were determined on the MFS curves. The surface of the conductive mica schist was marked by *A*. The most useful information of the measurements is the correlation of this break point along the profile. The surface of the Triassic nappe system including also the iron ore is indicated by horizon *B*. It often cannot be accurately determined because of the overlapping resistivity intervals of the formations above and underneath. Horizons *C* and *D* are the lower and upper boundaries of a high resistivity sequence which can be correlated within the alluvium. On the basis of Fig. 112 one could say that iron ore can be detected as a "layer" of high resistivity compared to its environment. Other measurements, however, prove that this statement cannot be generalized because ore bodies do not behave as "layers", even not for MFS measurements. The ore bodies penetrated by a borehole at point 2 of Fig. 113, for example, shows better correlation with the high resistivity parts of the MFS curve of point 3 than with that of point 2 (do the ore bodies thicken in the direction of point 3?). The MFS curves of Fig. 113 draw the attention to further high resistivity formations under horizon *A*. In the lack of borehole data it can only be assumed that these can be interpreted as gneiss, carbonates or, perhaps ore.

In Fig. 114 a regional profile can be seen with 200–500m point intervals on an area of the basin where there are practically no boreholes. Horizon *A* follows the surface of the mica schist. Relatively reliable correlation can be performed between the MFS curves for even such a great point interval. From this the conclusion can be drawn that the geological build-up is undisturbed

compared to the environment of the known ore occurrence. It deserves attention, however, that under horizon *A* capriciously changing bodies of high resistivity can be detected here too. The regional profiles enables us to divide the basin into parts with different structure and different prognostic value.

We got acquainted with the geology of the area by the assistance of Srs Gonzales, Serrano and Zubiaur members of the Geology Branch of C. A. M. whereas the geophysical measurements were carried out with the help of Srs Fernandes, Ovejero and Santiago members of Sociedad Minera y Metalurgica de Peñarroya España S. A. We should like to thank for their priceless help.

Library

The present stock of our *Library* amounts to 27,233 volumes of books and periodicals as well as 10,823 miscellaneous items. In 1985 our stock was increased by 615 books, 382 volumes of periodicals, 845 documentary publications and 300 brochures on instruments. Our collection of periodicals has been enlarged by 6 new ones. As a result of international exchange we received 352 publications and dispatched 1,474 publications to 512 addresses in 59 countries. In 1985 the services of our Library were utilized by 5,161 readers/borrowers.

Publications

In 1985 the following publications were issued:

- Annual Report of the Eötvös Loránd Geophysical Institute of Hungary for 1984.
- Geophysical Transactions, vol. 31. Nos. 1, 2, 3, 4.
- Study of the Earth Tides (Bulletin of KAPG, No. 6., No. 7.)

ГODOBOЙ OТЧЕТ
ВЕНГЕРСКОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ИМ. ЛОРАНДА ЭТВЕША ЗА 1985. Г.

1 ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Районы полевых работ, выполненных ЭЛГИ в 1985 г., представлены на рис. 1.

Комплексная геофизическая разведка Задунайского Среднегорья, как и в предыдущие годы, проводилась частично в рамках региональных геологоразведочных работ и программ поисков бокситов и углей, координируемых Центральным Геологическим управлением, частично же в рамках разведочных работ, финансируемых бокситовыми и угольными предприятиями. На участках поисковых и разведочных работ вместе с тем открывалась возможность для испытания новых видов аппаратуры и для ее освоения в условиях конкретных районов. Из результатов методических исследований 1985 г. следует особо выделить применение электромагнитного метода переходных процессов в поисках и разведке месторождений углей, бокситов и подземных вод (детальнее о совершенствовании методики см. в разделе 2.2.1). Успешно проведены опытные работы по применению инженерно-геофизического зондирования в детальной разведке приповерхностных бокситовых залежей и по применению метода геоэлектрической корреляции слоев на угольном месторождении Орослань с целью выяснения тектоники межскважинного пространства.

По результатам геофизических измерений за отчетный год заданы 30 буровых скважин на уголь, из них 26 вскрыли промышленные залежи, а 2 — непромышленные угли. В связи с измерениями в ходе прогноза бокситоносности, выполненными в сотрудничестве с Венгерским Геологическим институтом, пробурены 23 скважины, из них 8 были продуктивными в отношении бокситов. Основываясь на результатах геофизической разведки, Предприятием по разведке бокситов в 1985 г. пробурены 207 скважин, из них 40 вскрыли бокситы (высокого качества), и 28 вскрыли некондиционные бокситы. Обобщая результаты бурения, в целом можно утверждать, что 90% всех скважин подтверждало геофизические данные, то-есть вскрыли перспективные на бокситы структуры фундамента или — с ошибкой по глубине, не превышающей 15%, — исследуемую геологическую поверхность.

В рамках программы разведки эоценовых углей выполнена сейсморазвед-

ка методом отраженных волн на месторождении Ленчехедь-Юг. По карте остаточных аномалий гравитационного поля (рис. 2) можно предполагать наличие двух примерно перпендикулярных друг к другу структурных грабен; по аналогии с двумя соседними месторождениями можно сделать прогноз высококачественных бурых углей в связи с этими грабенами. Из шести разрезов сейсморазведки приводятся два: LE-11/85 (рис. 3) и LE-14/85 (рис. 4). Скважинами К-24 и К-25, заданными на основании разрезов, вскрыта промышленная угольная залежь.

Ниже излагаются результаты по *геофизическим поискам бокситов* в 1981–1985 гг. Поиски проводились на менее всего изученных перспективных площадях с целью увеличения количества объектов, заслуживающих постановки разведочных работ. Методика поисков зависит от типа площадей. В настоящее время представляется целесообразным различать три типа площадей в зависимости от ожидаемой глубины залегания бокситов, составляющей: 0–60 м на площадях первого типа, 60–200 м на площадях второго типа и 200–400 м на площадях третьего типа. К первому типу относятся месторождения, разрабатываемые открытым способом, ко второму — месторождения, разрабатываемые подземными выработками, а к третьему типу относятся объекты поисковых и разведочных работ, проводимых в настоящее время.

На площадях с залеганием фундамента на глубинах до 60 м объектами поисков являются небольшие углубления тектонического или карстового происхождения. На первой стадии производится определение физических параметров толщи рыхлых отложений и фундамента, затем — оконтуривание пустых участков. На первой стадии работ производятся измерения по профилям, а более дорогостоящими площадными измерениями охватываются лишь перспективные участки. Основным методом изучения данного интервала глубин является метод VLF, а интервала 0–10 м — метод RF (радиочастот). Распределение применяемых методов иллюстрируется рис. 5.

На площадях с глубиной залегания фундамента в 60–200 м основным геофизическим методом в поисках и разведке пластообразных и линзообразных залежей бокситов является электромагнитное частотное зондирование по системе Макси Проб. Предварительно, для выявления основных тектонических направлений, проводится съемка методами гравиразведки и электрических потенциалов. Если внутри толщи перекрывающих отложений обнаруживается наличие экранирующего горизонта высокого сопротивления и повышенной плотности, ставится съемка методом Турам. Определение действительной глубины залегания фундамента в случае простого геологического строения производится ВЭЗ-ами, а в случае сложного геологического строения применяется сейсморазведка МОВ в варианте с высокой разрешающей способностью.

В исследованиях в пределах площадей с глубиной залегания фундамента в 200–400 м ведущими методами являются сейсморазведка МОВ и электромагнитное зондирование Макси Проб, задаваемые по картам аномалий гравитационного поля. Одной из важнейших задач в области методических разработок является обеспечение необходимой разрешающей способности при увеличении глубины.

Для быстрых и современных обзорных исследований в областях неглубокого залегания фундамента планируется производство аэрогеофизических измерений.

В качестве иллюстрации деятельности в области поисков бокситов приводятся результаты по изучению участка Тюкрёшпуста. Результаты обзорной гравиразведки представлены на *рис. 6/a*. Аномалии Буге легко скоррелируемы с характерными элементами карты морфологии фундамента (*рис. 6/b*). Изученность участка по состоянию на 31 декабря 1985 г. видна по *рис. 7*. На *рис. 8* приводится характерная кривая электромагнитного метода Макси Проб.

Региональные комплексные исследования в пределах Малой Венгерской впадины проводились по программе, согласованной с Венгерским Геологическим институтом. Здесь излагаются результаты электроразведки средней и большой глубинности по листу 402 (*рис. 9*). По всему району составлена единая карта аномалий Буге путем увязки результатов площадной гравиразведки при геологоразведочных работах на нефть, уголь и бокситы с результатами измерений по государственной обзорной сети. Теллурические измерения выполнены почти на 400 пунктах. Карта изоареалов с эллипсами анизотропии представлена на *рис. 10*. Были серьезные затруднения в интерпретации результатов измерений магнитотеллурическим методом. В то время как определение глубины залегания фундамента высокого сопротивления и толщ низкого сопротивления в его пределах не вызывало затруднений в районах с неглубоким залеганием фундамента (лист 403), по мере углубления впадины обе поверхности раздела становятся расплывчатыми. Одна из возможных интерпретаций разреза МК–3 приводится на *рис. 11*.

Площади работ методами электроразведки при средней глубине залегания фундамента характеризуются тремя типами кривых ВЭЗ: КQНК, QНКQ и АКQQ. По этим типам выделяются три района. Эти изменения прослеживаются по геоэлектрическим разрезам, представленным на *рис. 12*. Из-за малой плотности сети наблюдений и из-за изменчивости литологических условий не было возможности составить карты в изолиниях, а, как и в предыдущие годы, представляются карты усредненных сопротивлений и поляризуемости по различным интервалам глубин. На *рис. 13* показывается карта средних сопротивлений в интервале от дневной поверхности до глубины 100 м, а на *рис. 14* — то же до глубины 500 м.

Распределение поляризуемости интервала 0–100 м представлено на *рис. 15*. По парам значений ρ – P составлены литологические схемы для трех интервалов глубин, из которых на *рис. 16* приводится схема для глубины 100 м. На основании этих карт становится возможной оценка гидрогеологических условий площади измерений. Из результатов исследований при малых глубинах залегания фундамента, на *рис. 17* приводится инженерно-геофизический разрез по листу 402. Полученные данные могут быть использованы в составлении схематических карт, иллюстрирующих геологические, гидрогеологические, агрогеологические и инженерно-геологические условия и характеризующие механику грунтов.

Завершены *геофизические поисковые работы в пределах Центральной и Западной Матры*. Аномальный участок, оконтуренный методом вызванной поляризации, в соответствии с данными металлометрической съемки и геологического обследования совпадает с областью развития гидротермального полиметаллического оруденения жильного типа; эти работы способствовали открытию новых жил и в первую очередь выявлению оруденения на участке Сен-патак. По данным структурных исследований методами гравиразведки, сейсморазведки и электроразведки (МТЗ) можно было сделать выводы по положению миоценовой вулканической постройки, ее центра, крупных субвулканических тел и разрывных нарушений, а также по структурному контролю оруденения. На обзорной карте остаточных аномалий (*рис. 18*) видно, что она приурочена к определенному отрезку дугообразного максимума, обрезанного на востоке линией Дарно и органиченного на западе грабеном р. Задьва. По карте теллурических изоарей долины р. Задьва в характере эллипсов анизотропии чувствуются крутое опускание западной окраины гор Матра и асимметрия грабена (*рис. 19*). Те же опускание и асимметрия отмечаются положением и глубиной опущенной толщи андезитов, а также подстилающих и перекрывающих отложений на миграционном временном разрезе МОВ Ма–13/85 (*рис. 20*) и на миграционном временном разрезе Ма–9/84 в раскраске по амплитудам (*рис. 21*).

Аномальный участок по ВП в целом совпадает с гравитационным максимумом ЗЮЗ–ВСВ направления как на карте Буге, так и на ее варианте с продолжением аномалий до уровня 1100 м (*рис. 22*). Частные аномалии ВП, однако, следуют полосам поперечных остаточных максимумов, то есть направлениям поперечных разрывных нарушений, контролирующих жилы (*рис. 23*). Взаимоотношения аномалий ВП и силы тяжести иллюстрируются кривыми, нанесенными на разрезы сейсморазведки МОВ (вибросейс), и могут быть сопоставлены со скоростями прохождения сейсмических волн и с сопротивлениями по МТЗ (*рис. 24 и 25*).

На южной окраине *плато Бюкк* геологическая съемка и структурные наблюдения выполнены на площади 10 кв. км. Карта фактического мате-

риала полевых наблюдений приводится в *прил. 1*. Изученная площадь складывается в основном глинистыми сланцами, сопровождаемыми в подчиненном количестве кремнистыми сланцами и известняками. Последние могут быть подразделены на литологические типы (*табл. 1*), которые могут быть объединены в две группы: одна из них характеризуется серыми известняками без кремней, типа развитых на плато Бюкк, а другая — пестрыми „переходными“ известняками с кремнями и без них. Известняки относятся к разнообразным фациям: в то время как известняки типа плато сформировались в мелководной обстановке, переходные известняки возникли на склонах бассейна или же внутри бассейна. Часть структурных данных приводится на карте фактического материала (*прил. 1*). Такowymi являются: залегание известняков в изолированных полосах в виде складок, далее, Z-образные складки на Вёрёшкё и на Фекетелене, а также поворот простираций в западной части района. На основании полевых наблюдений удалось различить сжатые подобные складки, разновозрастные со сланцеватостью (*рис. 27 и 28*), и более молодые зигзагообразные складки (*рис. 29 и 30*). Разрывы наблюдались редко; они представлены широтными надвигами и сбросами северо-западных простираций. Складки, выявленные в результате структурного анализа, показаны на *рис. 26*.

Данные по стратиграфии района обобщены в *прил. 2*. К югу от плато Бюкк выше серых известняков залегают переходные известняки, затем кремнистые сланцы и, наконец, глинистые сланцы, в то время как у подножья плато наблюдается обратный этому разрез. Поскольку залегание в районах южнее плато достоверно нормальное, обратная последовательность тех же образований у подножья плато можно истолковать как признак опрокинутого залегания. Таким образом, район работ может быть охарактеризован единым стратиграфическим разрезом, в котором снизу вверх следуют: серые известняки типа развитых на плато, переходные известняки, кремнистые сланцы, глинистые сланцы. Геологическая карта со снятием рыхлых отложений и геологические разрезы (*рис. 31*) составлены на базе указанного представления.

В 1984 и 1985 гг. продолжалась *структурная сейсморазведка в окрестностях Кишкунфеледьхазы* по заказу Всевенгерского Треста по нефти и газу (ОКГТ), начатая в 1983 г. Схема расположения профилей представлена на *рис. 32*.* Для интерпретации профилей сейсморазведки в нашем распоряжении имеются данные по трем новым буровым скважинам (Альпар-1, -2 и -I), карта геомагнитных аномалий ΔZ (*рис. 33*) и карта остаточных аномалий поля силы тяжести (*рис. 34*). Из обильного материала геофизических измерений приводится несколько разрезов (*рис. 35-40*). На них светложелтым обозначена вероятная граница нижне- и

* Рис. 32—44 см. в конце тома.

верхнепаннонских отложений. Также желтым подчеркнуты отражающие слои ЮЮВ падения внутри пачки отложений продвигающейся дельты в составе нижнепаннонской толщи. Обращает на себя внимание эрозионная поверхность, срезающая дельтовые отложения, выше которой наблюдается гомогенная толща „заполнения каналов“ практически без отражений, возникшая при быстром осадконакоплении. Это явление может быть связано с внезапным снижением уровня Паннонского внутреннего моря. По времени оно относится ко границе раннего и позднего паннона в пределах изучаемой площади. Временная карта этого уровня в изолиниях представлена на *рис. 41*. Сделана попытка к изображению распространения и мощности „заполнения каналов“ на карте (*рис. 42*), по которой можно сделать вывод о том, что это образование представляет собой скорее не заполнение канала, а прибрежный конус выноса. По площади работ представляются две дальнейшие карты: временная карта фундамента Паннонской впадины в изолиниях (*рис. 43*; на разрезах соответствующая поверхность обозначена оранжевой линией) и карта поверхности доавстрийского фундамента (*рис. 44*, на разрезах — темнозеленая линия). Последнюю не удалось проследить в южной части площади. На этой карте пунктирной линией обозначено изменение характера верхнемеловой толщи, выклинивание которой связывается с зоной разрывных нарушений, обозначенной красным. Местами получены отражения также и из-под поверхности, обозначенной темнозеленым, которые обусловлены частично мезозойскими породами, а частично гранитами предположительно палеозойского возраста. Поверхность достоверно устанавливаемых вулканических массивов на разрезах обозначена лиловым.

Из результатов *гидрогеологических и инженерно-геофизических исследований* излагаются результаты изучения конуса выноса на острове Мохач. По результатам четырехлетних работ в 1985 г. составлен сводный отчет. Геофизические работы ставились с целью определить площадное распространение, мощность и литологические изменения плейстоценового конуса выноса, далее, выяснить условия сообщения между конкретными водоносными горизонтами и рекой Дунай, обеспечить информацию о степени вертикальной и горизонтальной фильтрации подземных вод, необходимую для надежной и безопасной эксплуатации Региональной станции по водоснабжению г. Печ, наконец, выявить структурные особенности и проследить поверхность фундамента высокого сопротивления. Для решения поставленных задач применялись инженерно-геофизические зондирования с определением четырех параметров, а также зондирования методом сопротивлений в комбинации с измерением ВП ($AB_{\text{макс}} = 800$ или 4000 м). На всей площади удалось проследить приповерхностные образования, обломочную аллювиальную толщу (конус выноса), глинистые паннонские отложения, служащие водоупором, и фундамент высо-

кого сопротивления. Изменения мощности конуса выноса представлены на *рис. 45*. С точки зрения получения подземных вод наиболее благоприятной является нижняя часть конуса выноса, сложенная песками, галечными песками, и песчанистыми галечниками и галечениками в частом переслаивании с илистыми прослоями. Этими последними обусловлено наличие газов в подземных водах. Строение конуса выноса иллюстрируется прибрежным и поперечным профилями (*рис. 46*). На основании проведенных комплексных геофизических и гидрогеологических изысканий можно было установить, что на отрезке дунайского берега между селениями Дунафальва и Мохач есть все условия для добычи более 100 000 куб. м в день питьевой воды. Дальнейшие запасы, обеспечивающие добычу не менее 50 000 куб. м в день, могут предполагаться на отрезке берега ниже г. Бая.

Карта глубины залегания фундамента высокого сопротивления приводится на *рис. 47*. Разрывное нарушение, обозначенное красным, может иметь значение для добычи термальных вод. В северо-восточном углу площади под паннонскими глинами низкого сопротивления залегает толща отложений со средним сопротивлением, которая с учетом бурения в окрестностях г. Бая может быть отнесена к миоцену.

2 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ РАЗРАБОТКИ МЕТОДОВ И АППАРАТУРЫ

2.1.1 Методические вибросейсмические измерения*

В отчете ЭЛГИ за 1984. г. были показаны первые результаты высокочастотных вибросейсмических измерений, доказывающие улучшение качества сейсмических разрезов при применении сложных вибросигналов. В 1985. г. помимо опытно-методических работ сложные вибросигналы применялись также и на участке Мань-Восток-Жамбек в стадии детальных геофизических исследований на бурые угли. В результате предварительных опытных измерений было принято решение применять высокочастотные сложные вибросигналы, состоящие из трех линейных составляющих, с граничными частотами 40–200 гц, 60–200 гц и 80–200 гц, соответственно. Полученные разрезы — высокого качества; они точно отображают геологическую обстановку, чем в значительной мере облегчается проектирование дальнейших работ.

В качестве примера приводится миграционный временной разрез GV-10 (рис. 48), по которому однозначно определяются условия залегания отдельных образований, а также структурные элементы. Особенно хорошо видно изменение падения миоценовых образований: пологое залегание близ точки 5⁰⁰ сменяется падением к западу под углом около 20°. Между скважинами Ма-211 и Ма-262 выявлена зона сбросов амплитудой в несколько сот метров. Восточная часть этой зоны явно соответствует главному разлому, к западу от которого образовалась серия ступенчатых сбросов. Качество разреза выше, нежели разрезов, ранее полученных на этом же участке способами как вибрационного, так и взрывного возбуждения. В этом можно убедиться путем сравнения с интервалом 2,5–3,5 км разреза, приводимого на рис. 6. Годового отчета ЭЛГИ за 1982 г. и расположенного в 100–200 м от разреза GV-10, примерно параллельно с ним: при том же способе обработки, временной разрез GV-10 характеризуется лучшим разрешением как по вертикали, так и по горизонтали, а также повышенным отношением сигнал/шум.

На основе положительного опыта применения сложных вибросигналов

* Дьёрдь Л.

методические работы были продолжены. При этом сопоставлялись результаты, полученные при применении сложных вибросигналов, с такими, полученными при применении программированных нелинейных вибросигналов. При применении нелинейных сигналов спектр входного сигнала может регулироваться особенно точно, а мгновенная частота и амплитуда сигналов может определяться через каждые 8 мсек. Дальнейшее достоинство применения нелинейных вибросигналов заключается в том, что при этом устраняется уменьшение амплитуд на высоких частотах, наблюдаемое в случае применения линейных составляющих сложных вибросигналов. Недостатком способа является невозможность изменения вибросигнала в поле: использоваться могут лишь сигналы, форма которых установлена предварительно, в лабораторных условиях; поэтому выбор наиболее подходящей формы вибросигнала осуществляется довольно громоздким способом.

Опытные измерения проводились на участке Мань-Восток-Жамбек. Профиль МОВ К-7/85 был измерен при двух разных вибросигналах, результаты измерений показаны на *рис. 49/a* и *49/b*, как суммированные временные разрезы К-7А/85 и К-7С/85. Измерения по профилю К-7А/85 проводились сложным вибросигналом, состоящим из 4-х составляющих, с граничными частотами 30–130 гц, 40–140 гц, 50–150 гц и 60–160 гц соответственно. Профиль К-7С/85 измерялся нелинейным вибросигналом,

меняющимся по функции $f_i = 30 + 9t + 5 \sin\left(2\pi \frac{t}{14}\right)$. Теоретические амплитудные спектры сигналов показаны на *рис. 50* и *51*. Амплитудные спектры сейсмических каналов для точек 500 м и 1000 м показаны на *рис. 52* и *53*.

Эти спектры суммированы и нормированы по 10 каналам. По рисункам можно установить, что спектры каналов зависят как от типа вибросигнала, так и от мощности и распространенности приповерхностных рыхлых отложений. В точке 1000 м спектр сейсмических каналов имеет более низкую частоту, что связано с фильтрацией высокочастотных составляющих приповерхностными рыхлыми отложениями. Так же четко устанавливается, что спектр нелинейного вибросигнала более широкий, а высокочастотные составляющие появляются сильнее, чем в случае сложных линейных сигналов. Причина явления заключается в уменьшении на высоких частотах амплитуды линейных составляющих, чего не наблюдается в случае нелинейных вибросигналов.

При сопоставлении разрезов выявляется, что выклинивание эоценовых отложений, включающих угольный пласт, в сторону главного разлома отмечается лишь при измерениях с нелинейными сигналами. В последнем случае в некоторой степени вырисовывается также и внутреннее строение олигоценовых отложений. Причина отличия разрезов заключается в отличии применявшихся сигналов. По результатам первых опытов можно

предполагать, что применение нелинейных вибросигналов в решении заданий, требующих высокое разрешение, вероятно, приводит к положительным результатам.

При ранее проведенных измерениях часто встречался случай, когда хорошо отрегулированный вибратор при новой обстановке давал искаженные сигналы из-за плохой связи почва—вибратор. Искаженность вибросигнала может приводить к искажению автокорреляционного Клаудер-вавелета, что в значительной мере ухудшает отношение сигнал/шум. Для устранения этого явления американской фирмой Пелтон Компани разработан регулятор мощности, которым автоматически регулируется движущая сила вибратора в случае ухудшения связи почва—вибратор. Эта автоматическая система обеспечивает вход вибросигналов без искажений, вне зависимости от приповерхностных условий, что также может привести к улучшению качества материалов. В 1985 г. выполнены опытные измерения с регулятором мощности, при которых сейсмоприемник, измеряющий ускорение, был прикреплен к вибратору. На *рис. 54* показан случай, когда отрегулированный для пашни вибратор работал на дороге с асфальтовым покрытием. Выявлено значительное искажение амплитуды и фазы вибросигналов, полученных без регулятора мощности, особенно в интервале частот 65–100 гц. Эти искажения устраняются в случае применения регулятора мощности. Учитывая положительные результаты опытных измерений, нами были приобретены как высокочастотные вибраторы, так и регулятор мощности. Серийная эксплуатация начинается в 1986 г.

2.1.2 Обработка данных сейсмического просвечивания на ЭВМ*

В отчете ЭЛГИ за 1981 г. впервые было отмечено, что уровень знаний, накопившихся в ходе подготовительных теоретических и практических исследований, обеспечивает возможность применения сейсморазведки в горных выработках. За прошедшие четыре года сейсмические измерения в шахтах проводились регулярно, так что данный метод вошел в комплекс геолого-геофизических методов, применяемых нашим институтом.

Одним из важнейших и часто применяющихся методов подземной сейсморазведки является просвечивание пластовыми волнами, служащее для проверки участка пласта, подготовленного к выемке, на спокойное залегание. Обработка сейсмограмм при этом в течение нескольких лет осуществлялась вручную; позже, однако, в связи с повышением качественных требований появилась необходимость в разработке машинных способов обработки.

* Водоки Т., Герман Л.

Обработка основана на анализе SH-компонента пластовых волн — так называемых волн Эвисона. Известно, что значительная часть волновой энергии низкочастотных составляющих волн Эвисона распространяется в виде плоской волны вне волноводного пласта, когда энергия высокочастотных составляющих почти полностью сосредоточена внутри пласта. Следовательно, если волноводный канал (то-есть пласт) обрывается нарушением малой амплитуды, то распространяющиеся внутри пласта высокочастотные составляющие теряют значительно больше энергии, чем низкочастотные составляющие, энергия которых частично распространяется вне пласта. Таким образом, для волн Эвисона нарушение пласта является фильтром низких частот, крутизна которого зависит от смещения по разлому. Например, крутизна фильтрационного эффекта от сброса с амплитудой в полумощность пласта составляет 4–8 дБ/октав, в то время как в случае сброса с амплитудой, превышающей мощность пласта, та же величина может достигать до 20–40 дБ/октав.

Путем анализа спектра приходящих волн Эвинсона можно судить о том, потерпели ли волны фильтрацию или нет, и, если потерпели, — в какой степени. По фильтрации и ее величине можно делать выводы о наличии сброса в просвеченном пространстве, а также о его амплитуде. Для количественной оценки степени фильтрации вводится величина „просвечиваемость“, представляющая отношение энергий высоко- и низкочастотной полос в приходящей волне Эвинсона. Значения просвечиваемости, измеренные вдоль окраин некоторого участка, можно рассматривать в качестве проекций просвечиваемости, характеризующей внутренние части того же участка. Таким образом, по измеренным краевым значениям просвечиваемости путем обратного проектирования можно получить карту просвечиваемости всего участка.

Следовательно, результатом машинной обработки данных просвечивания пластовыми волнами является карта просвечиваемости, на которой тектонические нарушения проявляются в виде „теневых зон“. Наиболее надежная оценка смещения по разломам получается при составлении не одной-единственной карты просвечиваемости, а целой серии карт, различающихся по положению верхней полосы частот. На высокочастотных картах просвечиваемости, очевидно, выявляются даже мелкие нарушения, в то время как на более низкочастотных картах проявляются лишь более крупные нарушения.

В качестве примера представлены результаты просвечивания пластовыми волнами, выполненного на шахте Менкеш Ноградского Угольного треста. На *рис. 55* и *56* представлены две карты всей серии; одна из них соответствует т. н. частотам Эри (320–380 гц), а вторая — полосе более низких частот (260–320 гц). По карте частот Эри (*рис. 55*) выявляются два параллельных сброса, простирающиеся вдоль пласта.

Один из них, со смещением в 6,3 м, уже был ранее известным по штреку С; по карте просвечиваемости можно предполагать, что амплитуда смещения уменьшается в сторону штрека А, вплоть до полного исчезновения за ним. Второй сброс не был известен по выработкам; он отмечается четкой теневой зоной вдоль штрека В.

По более низкочастотной карте (рис. 56) эффект от первого сброса обнаруживается лишь в непосредственной близости штрека С, при удалении от которого он становится расплывчатым, отмечая тем самым уменьшение амплитуды смещения. Теневая зона от второго сброса четко выявляется и на этой карте, свидетельствуя о значительном смещении. Благодаря своевременному выявлению второго сброса предприятие отказалось от выемки пласта на этом участке, поскольку добыча угля из сильно тектонизированного пласта стала бы экономически невыгодной.

2.1.3 Пакет программ „Прогнозирование геологического разреза“ (ПГР) в обработке сейсмических данных*

В 1985 г. адаптирован новый вариант пакета программ ПГР (Прогнозирование геологического разреза), разработанного в Центральной Геофизической Экспедиции Министерства Нефтяной промышленности СССР (рис. 57). Пакет имеет тесную связь с пакетом программ СЦС-3 (см. Годовой отчет за 1983 г). Пакетом программ ПГР обеспечиваются следующие возможности:

- а). Восстановление истинных амплитуд с помощью новых программ:
 - поправка амплитуд за влияние поверхности;
 - восстановление истинных амплитуд для компенсации сферических потерь и потерь поглощения;
 - амплитудное регулирование по данной функции.

Из перечисленных выбирается самая подходящая программа, в зависимости от дальнейшего хода обработки и характера данной области.

- б). Динамический анализ сейсмических записей:

- поинтервальный динамический анализ сейсмических записей: составление энергетических и частотных спектров отражений в выделенных интервалах;
- полный динамический анализ сейсмозаписей в полном интервале времени: сейсмические трассы с помощью преобразования Гильберта во временном интервале могут преобразоваться в трассы мгновенных амплитуд, частот, фаз, когерентностей, беспорядочности и энтропий.

* Петрович И., Майкут Т.

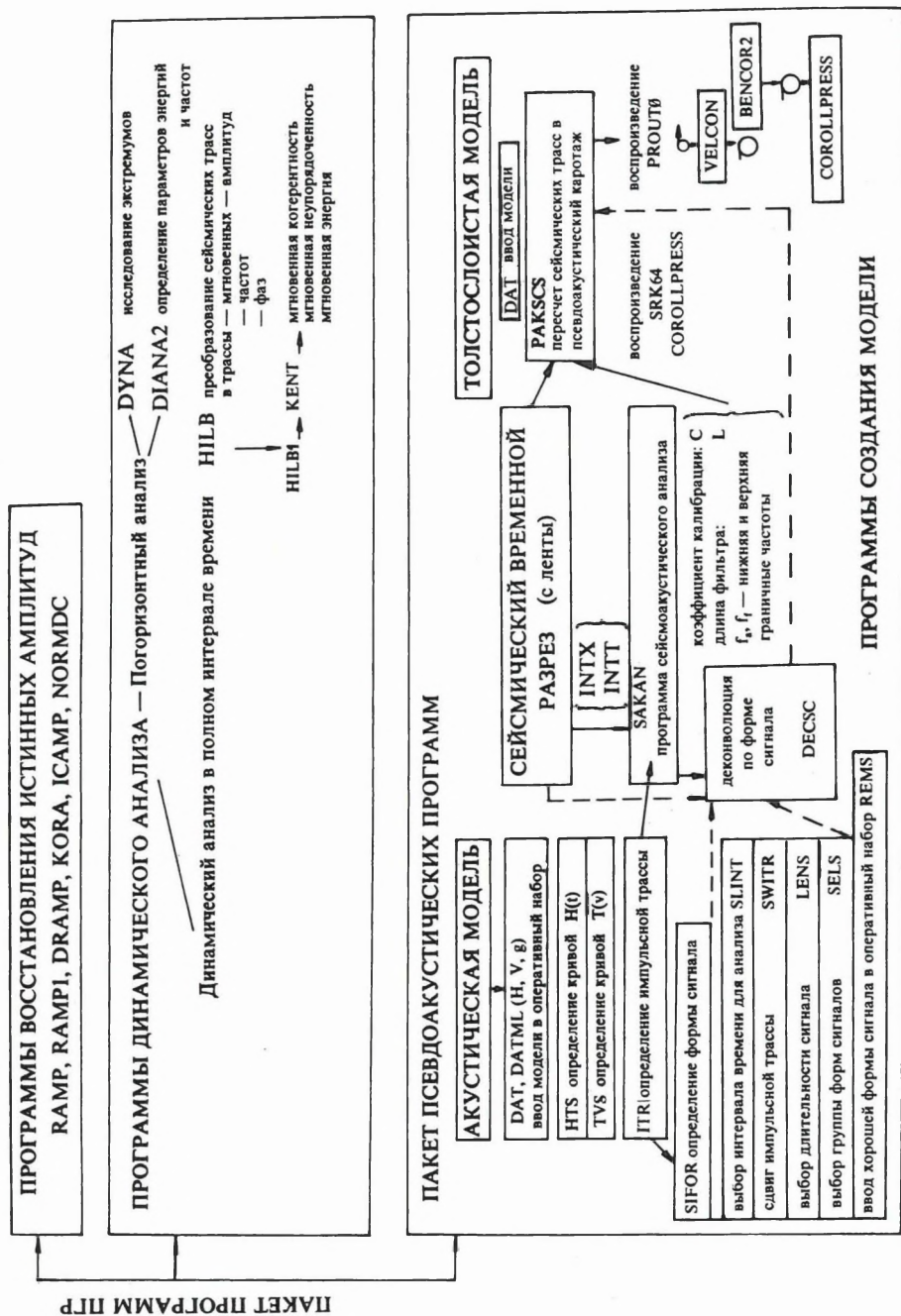


Рис. 57. Блок-схема программной системы ПГР

Процедура KENT состыкована с обрабатывающей системой, в которой применяется специальный процессор, разработанный в ЭЛГИ.

в). Возможности пакета программ PAKSCS (псевдоакустический каротаж):

- подготовка данных акустического каротажа;
- определение формы сигнала;
- деконволюция на основе формы сигнала;
- сейсмоакустический анализ;
- псевдоакустическое преобразование.

Результаты SAKAN (сейсмоакустического анализа) визуализируются с помощью программ, разработанных в ЭЛГИ для цветного плоттера (пример применения PAKSCS приводится в журнале Геофизический Бюллетень, 32, 1, стр. 3–29).

В качестве примера рассмотрим динамический анализ сейсмического разреза MOB NSZ-1/80 в полном интервале времени. Разрез получен в 1980 г. в районе Надьэдхазы, на буроугольном месторождении; цель работ заключалась в литологической корреляции, а также в определении положения и размеров структурных элементов. На *рис. 58* демонстрируется миграционный временной разрез в поамплитудной раскраске, полученный в результате первичной обработки. На следующих рисунках показаны возможности ПГР: приводятся картины мгновенных амплитуд (*рис. 59*), мгновенных частот (*рис. 60*) и мгновенных энтропий (*рис. 61*). На основе согласованной интерпретации разных вариантов обработки составлена картина структур (см. *рис. 58*), подтверждаемая новыми скважинами, пробуренными вблизи профиля, и данными по горным выработкам. На дальнейших рисунках показываются сбросы, четко выявляемые на определенных вариантах обработки. Можно установить, что сбросы со смещением свыше 5 м (жирные сплошные линии) выявляются вполне надежно. Сбросы же со смещением около 5 м (тонкие сплошные линии) выявляются однозначно в том случае, если ими смещается и контакт эоценовых и олигоценовых отложений. Сбросы со смещением в 1–5 м (тонкие прерывистые линии) выявляются лишь в исключительных случаях.

2.1.4 Портативная цифровая аппаратура SD 16 для сейсмических исследований*

Первый образец новейшего члена семейства аппаратуры SD был изготовлен в 1985 году; он является современным 96-канальным полевым прибором с большой разрешающей способностью и управляется с помощью ЭВМ. Разработка новой аппаратуры, так же как и более ранних моде-

* Надь М.

лей SD 10, SD 12 и SD 20, велась в рамках непосредственного сотрудничества по разработке между ЭЛГИ и VEB Geophysik Leipzig и его потомком VEB Geophysikalische Gerätebau.

Конструкция и работа аппаратуры иллюстрируется прилагаемой блок-схемой (рис. 62). Сигналы от сейсмоприемников по 144 каналам поступают непосредственно на вход прибора. Функция традиционного переключателя типа „стекинг“ выполняется созданным на входном каскаде электронным селектором каналов, а сигналы отобранных 96 каналов передаются на бестрансформаторные усилители. Аналоговое формирование сигналов осуществляется на фильтрах низких и высоких частот, а также на режекторном фильтре, работающем на частоте 50 гц. Сейсмические сигналы от мультиплексера поступают на 2×48 -канальный цифровой усилитель, а отсюда — на аналогово-цифровой преобразователь. После преобразования сортировка сигналов осуществляется с помощью схемы согласования и формирователя в соответствии с требованиями для записи магнитных сигналов в формате SEG B. Цифровые сигналы могут быть вынесены на коррелятор до формирователя (вибросейсмическое применение); с того же разъема может осуществляться аналоговая регистрация преобразованных в обратном направлении аналоговых сигналов. После создания ленточного формата запись цифровых сигналов осуществляется на накопителе с магнитной лентой типа MBS 161. Визуализация сейсмических записей, зафиксированных на магнитной ленте, осуществляется, после соответствующего преобразования, электростатическим матричным печатающим устройством типа ERG 21. Электрические схемы, создающие пусковой сигнал для взрыва, обеспечивающего получение сейсмической записи, а также подающие сигналы момента взрыва и вертикального времени, устроены в системе взрыва.

Центральное управление функциональными блоками аппаратуры осуществляется с помощью системы управления, созданной на базе микро-ЭВМ типа Роботрон К 1520 и включающей в себя центральной процессор, а также полупроводниковую память, необходимую для функционирования и для хранения программ, далее, пульт управления, дисплей для визуализации информации, необходимой для эксплуатации прибора и для контроля за его работой, электрические схемы по созданию основного импульса тактовых сигналов, систему шины и, наконец, в качестве вспомогательного устройства, кассетный магнитофон и программатор ЭПРО.

Вся аппаратура размещается в двух шкафах; в первом из них находится накопитель на магнитной ленте типа MBS 161, далее, микро-ЭВМ типа К 1520 и, наконец, электрические схемы цифрового воспроизведения с блоком питания; во втором шкафу находится накопитель данных типа SDA III, состоящий из 96-канальных аналоговых усилителей и фильтров, из т. н. управления структурой, который может использоваться и в качестве

электронного переключателя типа „стекинг“, из мультиплексера, из цифрового усилителя и АЦП вместе с устройством для управления ими, из опциональных аналоговых схем воспроизведения и из блока питания.

На отдельном столике монтирован дисплей ЭВМ и пульт оператора, с которого осуществляется выбор программ и параметров из меню на экране, далее, запуск и остановка программ. В ящике стола находится клавиатура ЭВМ, используемая лишь при составлении или изменении программ и хранящаяся поэтому в закрытом состоянии в процессе нормальной эксплуатации.

В комплект аппаратуры входит электростатическое цифровое регистрирующее устройство типа ERG 21. Имеется возможность подключения пусковой кодовой системы (при взрыве с помощью радио), а также аналогового регистратора. Модель SD 16 может быть дополнена коррелятором, занимающим отдельный шкаф. Работы по стыковке, связанной с дополнением, продолжаются.

Помимо оперативных функций прибором обеспечиваются и некоторые виды внутреннего контроля, охватывающего общую работоспособность, состояние готовности электрических схем, наличие питающих напряжений и точность. Из многочисленных возможностей по контролю ниже перечисляются основные:

- контроль за работой накопителя на магнитной ленте (функции, запись, воспроизведение);
- проверка параметров системы накопителя данных с помощью тестового генератора, проверка размещения косы;
- проверка цифровых данных разрядными лампами;
- интерпретация тестовых записей на осциллографе или загрузкой магнитных лент в ЭВМ.

Питание аппаратуры обеспечивается бензиновым генератором, создающим сетевое напряжение 3×220 в.

Основные технические параметры приводятся ниже:

| | |
|------------------------------------|--|
| количество сейсмических каналов | — 24 или 48 или 96; |
| вход сейсмических каналов | — бестрансформаторный, $P_{ex} = 2 \times 5$ ком; |
| максимальное входное напряжение | — 600 мВ _{эфф} , при усилении в 18 дБ; |
| эквивалентный входной шум | — $\leq 0,3$ мкВ _{эфф} , при усилении в 36 дБ; |
| количество вспомогательных каналов | — 5; |
| усилие сейсмических каналов: | |
| постоянное усиление | — 18, 24, 30 или 36 дБ; |

| | |
|---|---|
| АРУ | — от 0 по 84 дБ, ступенями в 12 дБ; точность ступеней — 0,1%; |
| гармоническое искажение | — <0,1%; |
| затухание по кросс-талку | — > 80 дБ; |
| идентичность сейсмических каналов | — менее 1%; |
| частотный диапазон без фильтров | — от 5 по 250 Гц; |
| фильтры: | |
| фильтры низких частот | — „ВЫХОД“ —3 дБ при 5 Гц; 12, 17, 24 или 12, 24, 42 Гц (выбирается на ЭВМ, но могут устанавливаться и другие частоты); |
| крутизна | — 12 или 24 дБ/октав; |
| режекторный фильтр на 50 Гц | — —3 дБ при 45 и 55 Гц, —40 дБ при 49,9 и 50,5 Гц (включается ЭВМ); |
| А/Ц преобразователь | — 13 разрядов + знак; |
| линейность | — 0,1%; |
| магнитная регистрация сигналов: | |
| формат ленты | — методом фазовой кодировки, плотность записи 1600 бит/дюйм; |
| диаметр катушки | — 216 мм; |
| температурный диапазон при эксплуатации | — от +10 до +50 °С; |
| допускаемая влажность воздуха | — от 10 до 95%. |

2.1.5 Инженерно-сейсмический процессор ИСП*

В последние годы в ЭЛГИ разработана аппаратура ESS-01-24 (типовое обозначение в СССР: ИСН-01-24) для инженерной сейсморазведки и SSS-1 (типовое обозначение в СССР: ШСС-1) для шахтной сейсморазведки; измерительные данные в обоих случаях регистрируются в полевых условиях на стандартную магнитную кассету (типа Филипс) в цифровой форме. С целью обработки эти данные могут непосредственно загружаться в любую ЭВМ с кассетным входом. Для удовлетворения новых требований, возникших в процессе эксплуатации этой аппаратуры, в ЭЛГИ разработана новая аппаратура ESP-1 (обозначение в СССР: ИСП-1); эти новые требования заключались в следующем:

- создать возможность для первичной оценки данных ежедневных измерений еще на полевой базе, с одной стороны, для того, чтобы

* Цифра Ф.

повторные измерения с целью устранения измерительных ошибок могли быть выполнены своевременно и экономично, а с другой стороны, для того, чтобы при изменении полевых условий измерений могли быть внесены соответствующие изменения в параметры измерений;

- создать возможность трансформирования данных измерений, записанных на магнитные кассеты, в формат девятидорожной магнитной ленты, более широко используемой в вычислительных центрах.

Цель новых разработок заключалась в удовлетворении этих требований путем создания программируемой аппаратуры с обеспечиванием возможности дальнейшего усовершенствования аппаратуры путем программирования без существенного изменения ее физической конфигурации. Аппаратура и ее узлы видны на *рис. 63*.

Основными узлами физической конфигурации являются следующие:

- центральный блок управления на микропроцессорах по 8 разрядов, накопитель данных емкостью 64 килобайта, оперативная память на 24 килобайта, периферийные согласователи для кассеточного магнитофона-накопителя, для девятидорожного магнитофона-накопителя, для терморегистратора и для дисплея; рабочие режимы и параметры аппаратуры устанавливаются с помощью ступенчатых переключателей с пульта центрального блока управления; последний включает в себя кассеточный магнитофон-накопитель, а также дисплей для визуализации сейсмограмм;
- стандартный девятидорожный магнитофон-накопитель с плотностью записи 800 бит на дюйм при способе записи НРЗИ;
- термочувствительный регистратор для вынесения сейсмограмм на термочувствительную бумагу.

Основными режимами работы являются следующие:

- вынесение таблиц меню на графический дисплей;
- загрузка сейсмограмм в память с кассеточного магнитофона-накопителя (в своей современной конфигурации характеризующая аппаратура обеспечивает работу с форматами аппаратуры ESS 01-24 и SSS-1);
- вынесение сейсмограмм на графический дисплей;
- операции по изменению функций, как, например, увеличение или уменьшение амплитуд или же применение экспоненциальных объемлющих кривых к сейсмограммам (АРУ характеристик);
- регистрация или же автоматическая перезапись с кассеточного магнитофона-накопителя на ленточный;
- регистрация сейсмограмм на терморегистраторе.

2.2.1 Освоение, развитие и применение в Венгрии метода переходных процессов*

Необходимость освоения метода в Венгрии

При поисках и разведке бокситов и углей в Венгрии часто возникает необходимость в выявлении структур незначительных размеров, скрытых под литологически неоднородной толщей. Этим обстоятельством определяется и направление разработки методики геофизических исследований: необходимо разрабатывать такие методы геофизических измерений, которые обладают значительной разрешающей способностью как по вертикали, так и по горизонтали, и которые в то же время экономичны, то-есть обеспечивают возможность изучения крупных площадей при сравнительно малых затратах средств и труда.

Электромагнитный метод переходных процессов во временной области и его различные модификации, как ожидается, смогут удовлетворить этим требованиям. В связи с этим в течение 1981–85 гг. при поддержке Государственной Комиссии по техническому прогрессу и Центрального Геологического управления нами проведены исследовательские работы с целью изучения теоретических основ метода переходных процессов и разработки способов обработки и интерпретации данных, соответствующих задачам, возникающим при поисках и разведке бокситов. Параллельно с этим, используя международные связи ЭЛГИ, нами проведены опытные измерения на бокситовых месторождениях Венгрии с привлечением иностранных полевых партий (Geonics EM-37, Широтем-II, Импульс-С, Stone REM). На базе полученного опыта при поддержке Госкомиссии по техпрогрессу нами куплена аппаратура фирмы Геоникс (Geonics Ltd.), Торонто (Канада), типа EM-37/3, которая с учетом ее параметров и стойкости в полевых условиях была признана наилучшей с точки зрения решения поставленных задач. Аппаратура налажена и с февраля 1985 г. эксплуатируется. Для микро-ЭВМ типа HP 85B, поставленной вместе с аппаратурой и годной к эксплуатации в полевых условиях, составлен пакет программ обработки данных, обеспечивающий обработку измери-

* Балог Дь., Какаш К., Прачер Э., Шёреш Л., Уйсаси Й.

тельных данных серийно и на должном уровне. Нами используется и такой способ, не известный в литературе, который обеспечивает достижение поставленных горно-геологических целей. Наконец, выполненные нами опытные измерения подтверждают пригодность метода переходных процессов для решения исследовательских задач.

Теоретические основы метода переходных процессов

В методе переходных процессов к петле из проводника с изоляцией или к паре заземленных электродов (датчик) подводится постоянный ток (рис. 64/а), создающий магнитное поле (первичное поле). После выключения тока исчезающее магнитное поле создает в слоях, составляющих полупространство, такие вихревые токи, которые индуцируют на поверхности земли быстро затухающее, но характерное для распределения сопротивлений вторичное магнитное поле (рис. 64/б). На основании измерения компонент вторичного магнитного (переходного) поля, выполняемого катушкой малых размеров, можно рассчитать геоэлектрическую модель полупространства.

На практике вместо постоянного тока используется серия двуполярных импульсов, а переходные сигналы суммируются в несколько тысяч раз с целью улучшения отношения сигнал/шум. Переходный сигнал (кривая затухания) регистрируется замерами по логарифмической шкале времени (рис. 64/с). Прибором Геоникс ЕМ-37/3 обеспечиваются 30 замеров (каналов) в интервале времени от 80 мксек до 80 мсек.

Программы на ЭВМ, составленные в ЭЛГИ, могут быть использованы для расчета переходного поля над слоистым полупространством в случае установки датчика и приемника по схемам рис. 65:

- а) установка с общей осью (CIL=central induction loop) предусматривается для зондирования методом переходных процессов в узком смысле; при этом измеряется поле, возникающее в центре рамы или петли, лежащей на поверхности полупространства;
- б) установка Турам предусматривается для съемки методом переходных процессов с передвигающимся передатчиком; при этом измеряется поле четырехугольной рамы, лежащей на поверхности, в любой точке этой поверхности;
- в) установка диполь-диполь (или Slingram); при этом измеряется поле вертикального магнитного диполя в плоскости диполя.

Вместо измеренных кривых затухания или расчетных компонент напряженности поля обычно целесообразно рассматривать значения кажущихся удельных сопротивлений, выводимых из этих параметров. При расчете сопротивлений учитываются параметры измерений (моменты передатчика

и приемника и их взаимное расположение), и их влияние удаляется из кривых затухания.

В прошедшие годы с целью углубленного изучения и совершенствования теоретических основ метода переходных процессов и интерпретации получаемых данных нами проведены следующие работы:

- составлены программы расчета эффекта ок горизонтально-слоистого полупространства на базе обратного преобразования Фурье расчета эффекта в области частот [PRÁCSER et al. 1983]
- усовершенствованы программы, полученные от Геологической службы США в рамках научно-технического сотрудничества между США и ВНР [ANDERSON 1981]; упрощен и уточнен асимптотический расчет значений по поздним временам;
- разработан алгоритм быстрого расчета сопротивлений с использованием инверсии значений напряженности поля, действительный и для случая установки Турам.

Теоретические расчеты влияний и алгоритмы расчета сопротивлений изложены в отдельной работе [PRÁCSER 1986].

Исследование способов интерпретации при методе переходных процессов

Геологическое строение месторождений полезных ископаемых Венгрии таково, что в первую очередь необходимо применение методов интерпретации, обеспечивающих определение параметров горизонтально-слоистых сред. Для этой цели достаточно широко используются два способа. При *графической интерпретации с использованием палеток кривых* мощность и сопротивление слоев определяются путем сравнения измеренных кривых с теоретическими кривыми для двух- и трехслойных сред. Недостатком этого способа является то, что — подобно интерпретации кривых ВЭЗ тем же способом — уже в случае трех слоев операции становятся громоздкими и трудно поддаются программированию. *Автоматическая инверсия* представляет собой машинный способ, при котором дается начальная оценка модели, а затем на ее основе, задавая определенную точность, приближение расчетной кривой к измеренной обеспечивается итерацией. Эти программы, однако, например, те, что основываются на алгоритме Маркара, работают даже на мощных ЭВМ слишком медленно ввиду того, что расчет теоретической кривой метода переходных процессов занимает на порядок больше времени, нежели расчет кривой частотного зондирования. На ЭВМ Р-35 нашего института расчеты по интерпретации единственной кривой занимают 10–30 мин. Недостатком обоих способов является то, что не поступает информации об отклонениях исследуемой среды от горизонтально-слоистой модели (о горизонтальных не-

однородностях), а также, что маломощные слои прослеживаются с трудом. Оба способа применяются нами при полевых исследованиях. Наряду с ними удалось найти новый способ, заключающийся в таком преобразовании, в результате которого из кривой кажущееся сопротивление — время (кривая зондирования методом переходных процессов) можно получить *кривую кажущееся сопротивление — кажущаяся глубина*. Можно показать, что в случае простых моделей точки пересечения касательных к кривым глубина—сопротивление с достаточной точностью намечают границы слоев, так что на основании кривой сопротивление—глубина, рассчитанной по данным полевых наблюдений, можно сразу провести геологическую интерпретацию, обычно удовлетворяющую практическим требованиям. Расчет глубины назван нами инверсией TRH, а интерпретация — *способом TRH*, поскольку пересчет между временем (Т) и глубиной (Н) осуществляется через сопротивление (R).

В инверсии TRH используется свойство переходного поля, возбужденного с поверхности, которое выявлено рядом исследователей [NAVIGHIAN 1979; RAICNE-GALLAGHER 1985] и заключается в том, что изменение исчезающего после выключения тока магнитного поля по вертикали и во времени описывается уравнением

$$\alpha = \frac{t \cdot \rho}{H^2}.$$

На этом основании можно определить глубину охвата H_{eff} при переходных процессах, наглядной аналогией которой могла бы быть мгновенная глубина расширяющегося кольца дыма под передатчиком:

$$H_{eff} \sim \sqrt{\rho t}.$$

На основании изложенного представляется целесообразным определять кажущуюся глубину H_A , соответствующую данному распределению сопротивлений, данной установке передатчика и приемника и данному времени наблюдения, и в неоднородном полупространстве таким образом, чтобы она в однородном полупространстве равнялась мгновенной глубине кольца дыма; таким образом

$$H_A = C_r(r, z, t) \sqrt{t \rho_A},$$

где ρ_A — кажущееся удельное сопротивление, относящееся к моменту времени t , а C_r — функция, характеризующая установку приемника—передатчика, параметры слоев и время, которая с достаточным приближением может считаться константой при данной установке передатчика—приемника. Значения C_r , точнее, границы области, в которой ее можно заменить константой, нами определялись путем математического моделирования, пока лишь для установок СИЛ и диполь-диполь.

Способ TRH может применяться совместно с расчетным определением сопротивлений, обеспечивая возможность быстрой и автоматизированной интерпретации. Комбинируя его с графическим способом или со способом инверсии Маркара, могут быть определены также и сопротивления отдельных слоев.

Обработка данных при методе переходных процессов

Пакет программ по сбору, коррекции и обработке данных (рис. 66) разработан с использованием программ фирмы Геоникс, предназначенных для работ при поисках и разведке рудных месторождений, в соответствии с требованиями на отечественных объектах. В нем содержатся программы точного и быстрого расчета сопротивлений, графического представления кривых зондирования для графической интерпретации и, естественно, инверсии TRH.

Первым шагом при обработке является регистрация измерительных данных. Одним из преимуществ измерений методом переходных процессов является принципиальная возможность получения полной кривой зондирования по единственному затуханию. На практике, с целью уменьшения измерительных ошибок и улучшения соотношения сигнал/шум, обычно суммируются 200–20 000 кривых затуханий. Несмотря на это, регистрация одной кривой переходных процессов, не считая времени, необходимого для установки рамы передатчика, занимает значительно меньше времени, нежели при других видах зондирования. Для того, чтобы это преимущество не было потеряно позже, в аппаратуре Геоникс ЕМ-37/3 измерительные данные поступают в блок хранения данных на памяти с твердым телом емкостью 32 килобайт, откуда они переводятся на микро-ЭВМ HP 85B, эксплуатируемую на полевой базе.

После необходимых поправок, например, ошибок при записи заголовков отдельных записей, и дополнений (ток возбуждения, параметры рамы) первичные полевые данные попадают на ленту. Сводные кривые составляются с их использованием; в них объединяется в виде единой кривой затухания информация, содержащаяся в записях, сделанных в одной и той же точке, но при разных полярности и частоте передачи. Дальнейшая обработка осуществляется с использованием этих серий данных. Программы по расчету кажущихся удельных сопротивлений могут применяться равным образом при установках CIL, диполь-диполь и Турам.

Представление обработанных данных осуществляется в различных формах. В ходе расчета сопротивлений графически представляются значения \dot{B}_z , кривые $\varrho_A(t)$ и $H_A(\varrho_A)$ всех сводных кривых с соответствующей шкалой. Программой по графическому представлению разрезов представляются кривые $H_A(\varrho_A)$ отдельного разреза в любом вертикальном

и горизонтальном масштабе с использованием матричного печатающего устройства. Программой по представлению тоновых карт представляются результаты площадных измерений или разрезы глубин таким образом, что различные тона пропорциональны сопротивлениям. Эта форма представления очень наглядна.

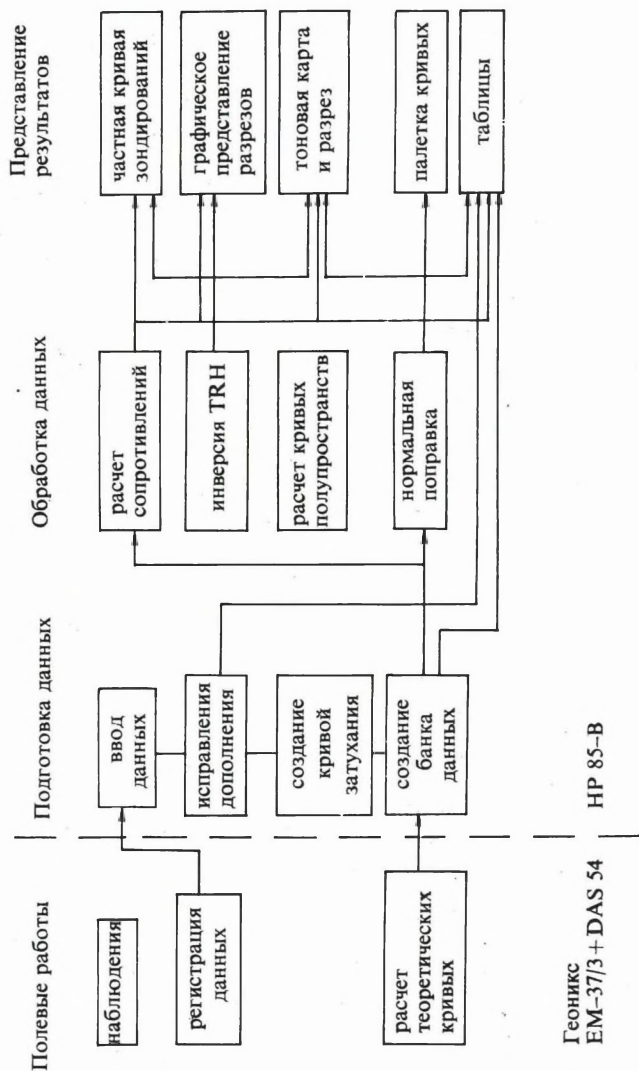


Рис. 66. Схема процесса обработки данных при методе переходных процессов.

Для характеристики результатов, достигаемых методом переходных процессов, представляются два примера по нашим опытным измерениям. Точное выявление югозападного сброса с амплитудой, превышающей 500 м, на *бокситовом месторождении Ихаркут–Неметбаня* до сих пор затруднялось тем обстоятельством, что перекрывающие отложения олигоцен-нижнемиоценового возраста становятся высокоомными над сбросом (поэтому при измерениях на постоянном токе нельзя было получить правильную картину сброса) и что влияние сброса сопровождается значительным влиянием рельефа (создающим существенные помехи при зондировании). По разрезу TRH, составленному по зондированию CIL, и ее интерпретации (*рис. 67/а*) можно выявить ступенчатый сброс. На *рис. 67/б* представлен разрез сопротивление—глубина, рассчитанный способом TRH, обеспечивающим возможность быстрой качественной интерпретации. По данным интерпретации разреза на расстоянии более 100 м от плоскости сброса уже характеризуется глубина залегания триасового фундамента (в пределах опущенного крыла скважина Nb-66 на глубине 503 м приостановлена в олигоцен-нижнемиоценовых отложениях). Тем самым доказывается высокая разрешающая способность зондирований методом переходных процессов по латерали; боковые возмущения меньше влияют на результаты зондирований, нежели при других методах. Причина заключается в том, что, поскольку кривая затухания измеряется после выключения первичного поля, неточности в механизме возбуждения мало влияют на процесс измерений, так что приемник может быть помещен в центр передающей рамы. Путем осуществляемого таким образом наблюдения „с нулевым разрывом“ можно обойти проблему, заключающуюся в том, к какой точке относятся результаты электромагнитных измерений, поскольку „исследуемая область пространства“ заведомо находится под общей осью передатчика и приемника. На *рис. 67/с* сопоставляются кривые зондирований, полученные на разных крыльях сброса.

Бокситовая залежь Баконьослоп–Х. разведана бурением по сети 50×50 м. Бокситовая залежь на глубине 150 м и подстилающая терригенно-обломочная толща выполняют грабенообразное углубление в триасовом доломитовом фундаменте. Выявление бокситового тела методами, применявшимися до сих пор, затруднялось тем обстоятельством, что эффект от бокситов, обладающих средним сопротивлением, был маскирован перекрывающей олигоцен-нижнемиоценовой толщей, содержащей горизонты высоких сопротивлений.

Над бокситовой залежью выполнено зондирование CIL по сети 25×25 м, и по полученным данным составлены карты сопротивлений по срезам времени (каналам). Продвигаясь в область возрастающих времен, с

увеличением глубины проникновения постепенно стала вырисовываться удлиненная зона малых сопротивлений, сопоставимая с грабенom, выполненным бокситами, по данным продуктивных скважин. На *рис. 68/a* представлена карта сопротивлений (ρ_A), составленная по каналу № 15 (2,2 мсек). С целью снижения затрат и для ускорения измерений зондирование СІL может быть заменено съемкой Турам (при этом перемещается только приемник, и нет необходимости в перемещении передатчика с точки на точку). Для внедрения в практику было необходимо разработать алгоритм расчета сопротивлений при методе Турам, с помощью которого в принципе можно получить полноценную кривую зондирования методом переходных процессов для каждой точки съемки. На *рис. 68/b* представлены результаты съемки, выполненной в пределах передающей рамы размером в 400×400 м (канал № 12, 1,1 мсек). На этой карте, подобно предыдущей, намечается простираение грабена и несколько более детальная картина по сравнению с зондированием СІL. Выявление небольшой бокситовой залежи под неоднородной, проводящей кровлей может быть связано с тем, что эффект от изменений в продольной суммированной проводимости при методе переходных процессов проявляется сильнее, чем при любом методе измерений на постоянном токе или в области частот [KAUFMAN 1978].

Представленными примерами иллюстрируется принципиальная возможность применения метода переходных процессов, но для многостороннего использования в поисках и разведке бокситов необходимо выяснение ряда факторов. Нами получены обнадеживающие результаты также и при поисках и разведке иных видов полезных ископаемых и при структурных исследованиях. Планируются дальнейшие работы по усовершенствованию методов интерпретации.

Литература

- ANDERSON L. 1981: Transient soundings for central-induction loop forward solutions for layered models. USGS Open-File Report, pp. 81–1309.
- KAUFMAN A. A. 1978: Resolving capabilities of the inductive methods of electroprospecting. *Geophysics*, **43**, 7, pp. 1392–1398.
- NABIGHIAN M. N. 1979: Quasi-static transient response of a conducting half space. *Geophysics*, **44**, 10, pp. 1700–1705.
- PRÁCSER E. 1986: Computing of transient response of layered halfspace, problems in apparent resistivity inversion. *Geophysical Transactions*, **32**, 3, pp. 221–234.
- PRÁCSER E., SZIGETI G., SZABADVÁRY L. 1983: Расчет кривых искусственных электромагнитных частотных зондирований ELGI 1982. Годовой Отчет pp. 285–289.
- RAICHE A. P., GALLAGHER R. G. 1985: Apparent resistivity and diffusion velocity. *Geophysics*, **50**, 10, pp. 1628–1633.

2.2.2 Новый метод в поисках и разведке месторождений твердых полезных ископаемых в сложных тектонических условиях*

Тектонические условия отечественных месторождений каменных углей, вскрытых за последнее время, по праву считаются сложными, как это доказывается продолжающимися в настоящее время разведочными работами в Боршоде (район на севере Венгрии, центр — г. Мишкольц) и в Мане (месторождение к западу от г. Будапешт). В то же время для проектирования горнодобывающих предприятий и для планирования эксплуатационных работ требуются все более надежные, более точные и более детальные данные по геометрии залежей. Нередко этим требованиям не удовлетворяют и работы, выполненные традиционными буровыми, а также наземными и скважинными геофизическими методами в большом объеме.

Общей особенностью наземных геофизических методов является то, что, с одной стороны, для успешного обнаружения искомого объекта необходима соответствующая контрастность геолого-геофизических параметров, а с другой — разрешающая способность методов быстро уменьшается с глубиной. Поскольку при разведочно-эксплуатационных работах на уголь в последнее время требуется выявление структурных элементов с малыми амплитудами, задача часто оказывается не разрешимой даже с использованием современных наземных геофизических методов высокой разрешающей способности.

Скважинной геофизикой в последние годы сделан огромный шаг вперед в определении пройденных образований. О структуре межскважинного пространства в простых случаях можно судить по данным замеров элементов залегания и по корреляционным разрезам. Выявление структурных элементов: сбросов, взбросов, выклиниваний, — однако, оказывается слишком трудной задачей даже при применении современных скважинных геофизических методов и приборов, а также машинных способов интерпретации и моделирования.

В последние годы разработаны новые методы, обеспечивающие более высокую по сравнению с наземными методами разрешающую способность и больший по сравнению со скважинными методами охват пространства. Эти методы, хотя для измерений требуются каротажные станции, называются межскважинными измерениями, межскважинным просвечиванием, геотомографией, независимо от того, идет ли речь об электроразведке или сейсморазведке. Прообразом этих методов можно считать метод заряженного тела.

Ниже нами будет охарактеризован вариант электрического просвечивания межскважинного пространства, разработанный в СССР Геофизи-

* Кирай Э., Сигети Г.

ческой экспедицией Карагандинского Геологического управления в 1970–82 гг. специально для поисковых и разведочных работ на уголь. С целью решения упомянутых задач назрела необходимость в отечественном освоении этого метода. Осуществление взяли на себя Государственное Геологоразведочное Буровое предприятие (ОГКФV) и ЭЛГИ, методические исследования на территории Венгрии и обработка получаемых результатов также осуществляется совместно. Новому методу дано венгерское название „метод электрической корреляции“ (МЭК).

Теоретические основы измерений и интерпретации при МЭК.

Предположим, что в геологоразведочных работах на уголь чаще всего встречается модель, в которой сопротивление угольных пластов не менее, чем на порядок, выше сопротивления вмещающих пород и слабо изменяется в пределах исследуемого участка.

Для выполнения измерений необходимы две скважины, целиком прошедшие угольный пласт и зашедшие в почву. Питающий электрод A^+ , представляющий собой точечный источник постоянного тока, находится в одной из скважин, в то время как другой электрод B^- находится на поверхности, в „бесконечном“ удалении от устья скважины. Сначала A^+ находится в одной скважине, на глубине, определяемой условиями измерений, в то время как в другой скважине, обычно через равные промежутки, проводятся измерения разности потенциалов ΔU (точнее, отношения $\Delta U/I$ для учета возможных колебаний питающего тока) на паре электродов, например, на двух электродах зонда сопротивлений; во время измерений зонд не перемещается, так что измерения получаются точечные. Измерения повторяются при разных положениях электрода A^+ частью над и частью под угольным пластом. Важнее всего получить достаточное количество измерительных данных с питающим электродом внутри угольного пласта. С этой целью в пределах угольного пласта электрод A^+ перемещается малыми шагами, порою всего на 2 м. Данная серия измерений представляет лишь половину всего объема измерений, включающего подобную же серию после того, как питающие и измеряющие электроды поменялись местами. Особенности залегания угольного пласта в межскважинном пространстве могут быть прогнозированы на основании совместной интерпретации двух серий измерений.

Поле потенциалов точечного питающего электрода в случае предполагаемой модели обладает некоторыми особенностями, позволяющими провести качественную или геометрическую интерпретацию результатов измерений МЭК. Если как питающий электрод, так и центр пары измерительных электродов находятся в плоскости непрерывного угольного пласта, который может залегать и наклонно, то измерительные элект-

троды находятся на поверхности с равными потенциалами, так что градиент потенциалов близок к нулю. Это остается в силе и в том случае, если вследствие сброса или выклинивания одной из скважин данный угольный пласт вообще не пройден или пройден на другой глубине (в случае сброса плоскостью угольного пласта считается плоскость, определяемая той частью пласта, которая вскрыта скважиной с измерительными электродами). Если разность в глубинах пересечения создается наклонным залеганием пласта, то по нулевым точкам градиента потенциалов можно определить истинное падение пласта.

Другая особенность заключается в том, что форма аномалии градиента потенциалов такова же или подобна, но противоположна в знаке, для случаев с питающим электродом над и под плоскостью угольного пласта. При интерпретации, естественно, необходимо рассматривать совместно, во-первых, где находится нулевое положение в данном разрезе и есть ли оно вообще при данном положении питающего электрода, и, во-вторых, имеются ли аномалии противоположного знака в разрезах, полученных при разных положениях питающего электрода. На этом основании можно решить, прослеживается ли непрерывно данный пласт из одной скважины к другой, а если нет, — где и как его сплошность прерывается.

На практике вместо градиента потенциалов измеряется разность потенциалов, дающая хорошее приближение градиента, и даже в случае указанной простой модели приведенные соображения действительны только при определенных упрощениях. Границы применимости метода определяются совместно геологическими параметрами и геометрическими характеристиками. На кривой разностей потенциалов аномалии зависят от отношения действительных сопротивлений угольного пласта и вмещающих пород, а также от мощности пласта, то-есть от произведения $\mu \cdot h$. Из геометрических характеристик определяющим является отношение расстояния между скважинами к желаемой глубине исследований (что не меньше глубины залегания угольного пласта) R/H .

Наряду с измеренными кривыми разностей потенциалов в целях интерпретации может быть использована и т. н. кривая дипольных потенциалов. Она может быть составлена на основании кривой разностей потенциалов путем изображения измеренных данных, полученных парами электродов с центрами внутри пласта, в качестве функции глубины соответствующего питающего электрода. По принципу взаимозаменяемости питающих и измерительных электродов тем самым составляется кривая, которую можно было бы получить в результате измерений точечным электродом поля от дипольного источника в пределах пласта. В благоприятном случае положение угольного пласта может быть определено и по такой кривой дипольного потенциала.

Качественная интерпретация, направленная в первую очередь на опре-

деление пространственного положения угольного пласта, таким образом, осуществляется следующим путем: на основании сопоставлений с теоретическими кривыми, рассчитанными для наиболее обычных моделей, решается, можно ли вообще использовать измерительные данные, далее, в случае положительного заключения, на основании особенностей кривых определяется наиболее вероятное положение угольного пласта в скважинах и устанавливается, прослеживается ли он непрерывно или нет.

Количественная интерпретация при МЭК

Наряду с качественной интерпретацией было бы очень важно, с одной стороны, определить сопротивление угольного пласта и вмещающих пород, а с другой — уточнить в случае прерывистого пласта положение перерыва сплошности. Это может осуществляться путем расчета теоретических кривых с учетом геометрических условий и размеров при данном измерении, затем путем изменения сопротивлений выявляется кривая, наиболее близкая к измеренной.

Для уточнения геологических параметров, точнее, поведения угольного пласта между скважинами (сплошной—прерывистый, сброс—выклинивание) используются кривые дипольных потенциалов. Это обусловлено в первую очередь тем, что при данной модели значения дипольных потенциалов могут быть измерены с максимальной точностью, далее, разность потенциалов в пласте высокого сопротивления больше и может быть измерена надежнее.

Теоретические кривые разностей потенциалов и дипольных потенциалов рассчитываются по программе „РАЗВЕДКА“ на ЭВМ ЕС-1035 в случае горизонтально-однородной модели, состоящей из произвольного количества слоев, с учетом геометрических параметров данного измерения МЭК. Теоретическое решение допускает отклонение в пределах отдельных слоев вертикального сопротивления от горизонтального, то есть соблюдения для n -ного слоя уравнения $\rho_x^{(n)} = \rho_y^{(n)} \neq \rho_z^{(n)}$, что означает учет моделью анизотропии.

В алгоритме, используемом в программе, ядерная функция решения в формуле преобразования Ханкеля рассчитывается устойчивым способом, обеспечивающим защиту от экспоненциальных переполнений, а преобразованные значения определяются исключительно на основании формулы Вебера—Липшица путем приближений ядерной функции экспоненциальными функциями.

Исходные параметры для интерактивной интерпретации могут быть взяты с кривых кажущихся сопротивлений по скважинам, поскольку кривая МЭК подвержена существенному влиянию со стороны непосредственного геоэлектрического окружения, то-есть распределения сопротив-

лений вокруг скважины. Нельзя упускать из вида, что на кривых скважинной геофизики чаще всего изображены кажущиеся параметры, поэтому при определении исходных параметров целесообразно учесть и общее геоэлектрическое строение участка и, если таковой имеется, опыт по интерпретации пар скважин, обработанных ранее.

Если путем интерактивного изменения параметров удастся получить теоретическую кривую, сходную с измеренной, то это, наряду с качественной интерпретацией на основе особенностей кривых, дает количественное доказательство спокойного, непрерывного между скважинами залегания угольного пласта. Если хорошего соответствия не достичь и после 15–20 попыток, то это указывает на существенное отклонение реального геологического строения от горизонтально-слоистой модели. Причина отклонений может заключаться в первую очередь в прерывистости слоя высокого сопротивления, то-есть угольного пласта. После вынесения такого заключения можно дать оценку места перерыва.

Применение МЭК

Измерения МЭК выполнены на угольных месторождениях Дубичань, Орослань и Мань. Лучшие результаты получены на месторождении Дубичань, где на основании обработки данных по 30 парам скважин удалось определить основные характеристики геологического строения.

На *рис. 69* приведены кривые, полученные в результате измерений по паре скважин в юго-западной части месторождения Дубичань. Обращает на себя внимание, что интерпретируемые аномалии возникали только в связи с верхним пластом залежи, в то время как в связи с нижним пластом эффект обычно еле заметен, хотя на усредненных кривых сопротивлений оба пласта выделяются сходными значениями, слабо отличающимися от таковых вмещающих пород. Противоречие, однако, лишь кажущееся. В действительности верхний пласт сложен высококачественными бурыми углями высокого сопротивления, в то время как нижний пласт состоит из глинистых углей (углистых глин) более низкого сопротивления, но это различие не отражается на кривых усредненных сопротивлений.

Размеры измерительной установки и сопротивления, а также мощности обеспечивают возможность надежного прослеживания пластов на расстояние до 170 м, что лишь несколько меньше действительного расстояния. На кривой разностей потенциалов № 4 по скважине Рн-44 нулевой переход находится на глубине 77 м, откуда расчетное значение анизотропии составляет $\lambda = 1,4$. На кривых обнаруживаются все особенности, позволяющие провести интерпретацию. По форме кривых дипольных потенциалов и по положению нулевых переходов непосредственно под

залежью можно заключить, что угольная залежь непрерывна в межскважинном пространстве.

На основании имеющегося опыта можно с достаточной надежностью выделить те участки ведения эксплуатационных работ, где залежь не нарушена, непрерывна и залегает полого и где можно исключить наличие сбросов с амплитудой, превышающей мощность залежи. Следующим шагом является определение геометрии сбросовых структур. Возможности обеспечены, но могут быть реализованы только при увеличении роли количественной машинной интерпретации.

Место измерений МЭК в геологоразведочных работах

Измерения МЭК целесообразно проводить как на стадии проектирования, так и на стадии эксплуатации. На стадии детальной разведки, предшествующей проектированию, в отдельных опорных разрезах можно оценить наличие или отсутствие сброса между скважинами, находящимися друг от друга довольно далеко, например, в Дубичане — в 200–300 м. Этого, однако, не достаточно для управления эксплуатационными работами. Путем измерений МЭК по скважинам, сгущающим сеть, можно добиться значительно более точной информации, поскольку меньшее расстояние между скважинами обеспечивает более благоприятные условия измерений.

Несмотря на то, что при производстве измерений МЭК можно благодаря скважинам приблизиться к изучаемым объектам и добиться решающей способности, превышающей таковую при наземных измерениях, представляется нецелесообразным применение одного лишь МЭК. Значительно лучше превратить этот метод в элемент такого комплекса исследовательских методов, в котором данные, обеспечиваемые МЭК могут быть интерпретированы совместно с данными бурения, а также наземных и скважинных геофизических методов. Тем самым можно обеспечить поступление более надежной и более точной информации для отечественных горно-геологических работ на уголь.

2.2.3 Геофизическая разведка нефти и газа методами электроразведки*

Условия для возникновения неструктурных залежей нефти и газа в Большой Венгерской впадине были благоприятными в первую очередь в толще паннонских отложений. Своды малой амплитуды, в пределах которых в пористых отложениях могли накопиться углеводороды, не смогли быть выявлены электроразведкой и даже теми методами сейсмо-

* Чёргей Й., Лада Ф.

разведки, которые обладают максимальной разрешающей способностью. В то же время, как первичная миграция, приводившая к возникновению залежей, так и вторичная, имевшая место после формирования залежей, могла привести к изменениям физических параметров в толще перекрывающих отложений, обеспечивающим возможность прямого выявления присутствия нефти и газа, а также оконтуривания залежей электроразведочными методами.

Ниже представлены результаты частотных зондирований, а также магнитотеллурических измерений и измерений методами ЕП и ВП, выполненных в окрестностях с. Баттоня над газовыми залежами поперечником в несколько км и находящимися на глубине 700–1200 м среди паннонских отложений. Измерения выполнены в пределах площади, охарактеризованной в Годовом отчете за 1983 г., и примерно в 20 км от нее, в окрестностях с. Касапер при сходных геолого-геофизических условиях. Схема установок приводится на *рис. 70 и 71*.

Измерения методом ВП выполнены во временной области. По кривым затухания, полученным вслед за токовыми импульсами длительностью 15–20 сек, сначала определялись динамические параметры, то есть кривые затухания были разложены на составляющие экспоненты согласно равенству

$$u(t) = \sum w_i \cdot e^{-t/\tau_i} + w_0,$$

где w_i — амплитуда i -того экспоненциального члена ряда, приближающего кривую затухания,

τ_i — постоянная времени i -того экспоненциального члена,

w_0 — остаточный член.

На *рис. 72* представлена кривая затухания (кружки), снятая в точке № 35 профиля KASZ-1 при разnose АВ=1600 м. Кривая затухания образуется в качестве суммы двух различных физических процессов. Постоянная времени индукционных процессов меньше таковой вызванной поляризации, ее амплитуда отрицательна и при данных условиях обладает более высоким абсолютным значением. Поэтому примерно до 0,3 сек преобладает влияние индукционного члена, а затем лишь — вызванной поляризации. В соответствии с этим кривые затухания нами обычно были разложены на экспоненты с 1–2 индукционными членами (отрицательная амплитуда) и с 1–2 членами вызванной поляризации (положительная амплитуда). Динамические параметры обозначены на *рис.* звездочкой, их параметры определялись на ЭВМ HP 9845B путем стыковки кривых, основывающейся на способе Маркара. Кривая, полученная с лучшими параметрами, выделена на *рис.* сплошной линией. Обозначены также и измеренные (крестики) и рассчитанные (сплошная линия) значения дифференциальной поляризуемости (dP).

На *рис. 73/a* представлены изменения параметров вызванной поляризации кривых затухания, снятых вдоль профиля ВАТ-1 при разnose 2400 м. На *рис. 73/b* представлена кривая зависимости кажущейся поляризуемости от времени, полученная путем изображения вдоль профиля значений, остающихся после вычитания из измеренных кривых индукционных членов и постоянного члена (w_0). Можно заметить, что на кривых как экспоненциальных амплитуд (w) и постоянных времени (τ), так и кажущейся поляризуемости вблизи от раздела газ/вода (точки 15–16, 18–19, 25–26) образуются пары относительных максимумов—минимумов.

С целью изучения локальных неоднородностей осадочной толщи в интервале глубин 300–1200 м проведено пятикомпонентное (E_{x1} , E_{x2} , H_{y1} , H_{y2} , H_z) частотное зондирование. Измерения были выполнены генераторной станцией типа ЕРС-67 (при максимальной силе тока в 30 а) и аппаратурой ДЭФ-1 с цифровой регистрацией в области частот 1–30 гц (по каждой точке зондирования на 104 дискретных частотах), с использованием установки, близкой к дипольно-экваториальной. В качестве передающего диполя использовался заземленный электрический диполь с АВ=2000 и 2500 м, а на стороне приемника — электрическое поле, параллельное передатчику (E_x), измерялось приемными диполями с MN=100 м, а магнитное поле, перпендикулярное передатчику (H_y) и вертикальное (H_z), измерялось индукционными зондами до расстояний 1000–1250 м в обе стороны от экватора передающего диполя. Расстояние между передающей и приемной линиями (R) составляло 6–8 км (*рис. 71*); в используемом диапазоне частот и при измеряемых кажущихся удельных сопротивлениях этого было достаточно, чтобы проводить зондирование в диапазоне волн. Благодаря этому, результаты измерений при частотном зондировании относятся к пункту, в котором находится приемник. Отклонение от дипольно-экваториальной установки было учтено при обработке данных, в геометрических коэффициентах.

Обработка результатов измерений осуществляется на ЭВМ типа Р-35 и НР 9845В. По единичным кривым зондирования составляются кривые зависимости кажущихся сопротивлений от глубины, затем они способом, изложенным в отчете за 1983 г., раскладываются на две составляющие, на региональный и остаточный члены. На *рис. 73/c, d и e* представлен профиль ВАТ-1 в интервале глубин 350–900 м (в приближении полиномами степени $N=2$ и $K=10$). В вертикальном направлении наблюдается монотонное уменьшение сопротивлений, в то время как в горизонтальном направлении обнаруживаются небольшие колебания сопротивлений. На кривой остаточной аномалии появляются аномалии между точками 0–14 и 19–26, там же, где наблюдались аномалии ВП, на глубине 700–800 м.

Изменения геофизических параметров в окрестностях неструктурных

залежей углеводородов, в первую очередь геоэлектрические неоднородности: трубообразные аномалии сопротивлений и поляризуемости на контуре газовых залежей или над ними, — а также некоторые примеры из СССР явились стимулом к проведению магнитотеллурических зондирований в таких обстановках. Измерения были выполнены магнитотеллурической аппаратурой типа ДЭФ-1 в диапазоне частот 0,5–20 гц (рис. 71) при $MN=100$ м и расстоянии между точками в 200 м (использование меньшего расстояния между электродами невозможно в силу электрических параметров аппаратуры). Подобно частотному зондированию, не ожидалось, что при магнитотеллурическом зондировании удастся выделить геоэлектрические слои по одиночным кривым зондирования, а было намечено прослеживание по профилю изменения электромагнитного поля. Определение значений магнитотеллурических сопротивлений осуществляется с использованием программы, ранее составленной в ЭЛГИ для обработки результатов традиционных магнитотеллурических измерений, на ЭВМ типа Р-35 с конволюционной фильтрацией во временном диапазоне. Диаграммы сопротивлений и магнитные полярные диаграммы представляются графически через ЭВМ типа HP 9845B.

На рис. 74 представлены результаты измерений, выполненных по профилю ВАТ-3 в прошлые годы. Глубинность, соответствующая частотам 10–20 гц (несколько сот метров), ни в одном из случаев не достигает глубины залегания газовых залежей (750 м), тем не менее, полярные диаграммы обнаруживают картину, характерную для горизонтальных неоднородностей, для геоэлектрических возмущающих тел двух или трех измерений. Полярные диаграммы над слоистыми средами имеют форму окружности, а значения магнитного тензора, описывающего взаимосвязь горизонтального и вертикального магнитных полей, составляют первые сотые. В нашем случае, однако, в окрестностях точек 11 и 21, находящихся вблизи от раздела газ/вода, полярные диаграммы сопротивлений сильно искажены, а на магнитных полярных диаграммах видно, что значения тензора приближаются к 1 и даже превышают ее, то-есть изменения магнитных параметров по вертикали сопоставимы по величине с таковыми по горизонтали. Тем самым подтверждается точка зрения, согласно которой изменения геоэлектрических параметров могут наблюдаться не только в непосредственной близости к залежам углеводородов, но и на значительно меньших глубинах в связи с геохимическими процессами, связанными с миграцией газов.

Для реального обоснования геолого-геофизической модели опытно-методические электроразведочные работы должны быть дополнены металлометрическим анализом керна (или шлама) буровых скважин и коротажем ВП по разведочным и эксплуатационным скважинам. Необходимо также и проведение сравнительных работ на пустых участках как на-

земными электроразведочными измерениями, так и скважинными измерениями. Для обеспечения результативности и реальной интерпретируемости опытно-методических электроразведочных работ, проводимых с целью выявления или оконтуривания неструктурных залежей углеводородов, необходима скоординированная работа соответствующих исследовательских и производственных учреждений.

2.2.4 Методика инженерно-геофизических зондирований

*Применение инженерно-геофизического зондирования на карьерах лигнитов**

Южно-Матрайским Угольным трестом лигниты добываются восточнее с. Бюккабрань, в долине ручья Гести.

Осенью 1985 г. открылась возможность провести опытные измерения методом инженерно-геофизического зондирования, применяемом в настоящее время серийно, с целью определения литологических особенностей перекрывающих отложений, глубины залегания и качества лигнитов, а также коэффициента фильтрации в разнообразных отложениях вскрытой толщи. Глубинность исследований составляла 15–21 м, расстояние между точками — 20 м, количество точек по профилю — 11 (рис. 75). Значения коэффициента фильтрации были определены по 6 зондированиям, по различным образованиям, всего в 9 пунктах. Перекрывающие отложения были изучены во всех пунктах на полную мощность, по лигнитам, однако, информация получена лишь по верхним 1,5–7,0 м залежи. Были изучены также значения коэффициента фильтрации и гидрогеологические условия по профилю.

Верхняя толща мощностью 10,5–15,8 м состоит в основном из глин. Зондированием № 1 изучен изменчивый разрез отложений, частью водупорных, частью водопроницаемых. Здесь, поскольку на поверхности и сейчас наблюдается временный водоток, толща изменчивых отложений, скорее всего, накопилась также вследствие деятельности временных водотоков. По зондированиям №№ 4 и 6–9 измерениями выявлены подобные смешанные по зернистости отложения. До зондирования № 5 прямо на лигнитах, а в остальной части профиля внутри толщи перекрывающих отложений залегают глины высокой пластичности. За исключением пункта № 3 эти глины имеют мощность 1,0–2,1 м. Их естественная гамма-активность, изученная имеющимися в наличии измерительными приборами, оказалась в два раза выше значений, характерных для обыч-

* Добровольны К.

ных глин. Механическое сопротивление (сопротивление сжатию и скалыванию) практически отсутствует, при внедрении зонда эти породы вели себя в качестве жидкости с высокой вязкостью. Объемный вес колеблется в пределах 2,02–2,26 т/м³, составляя в среднем 2,12 т/м³. На основании данных каротажа скважин, пробуренных на участке, эти породы были квалифицированы как бентониты. Устойчивость уклона, оформленного в ходе выработки пустых пород кровли, находится в опасности из-за наличия этих бентонитовых глин. Надежное выявление и прослеживание этого горизонта, трудно осуществимые бурением, представляют собой один из наиболее важных результатов проведенных измерений.

Исследованиями подтверждено, что по результатам инженерно-геофизического зондирования поверхность лигнитовой залежи может быть охарактеризована с высокой точностью, поскольку на границе глина/лигнит объемный вес уменьшается на 0,7–0,8 т/м³, естественная гамма-активность — примерно на 75–80%. Естественный объемный вес лигнитов составляет 1,32–1,45 т/м³. В пунктах №№ 1–6 в кровле лигнитов залегает переходная толща мощностью 1,0–3,3 м. В ней заключены прослои мощностью 20–30 см, для которых характерно совместное возрастание или убывание давления на острие зонда и естественной гамма-активности. Для определения вещественного состава этих прослоев требуются дальнейшие исследования.

Выяснение гидрогеологических условий обеспечивает ценную информацию для проектирования водослива из эксплуатационного пространства. Статические уровни грунтовых вод, измеренные в водоупорных отложениях перекрывающей толщи, оформились под воздействием давления. Коэффициент фильтрации в лигнитах на 7–9 порядков выше такового глин, обладающих прекрасными водоупорными свойствами. Отсюда следует, что водослив из лигнитов должен быть начат уже при вскрытии глин, поскольку при критической мощности толщи перекрывающих отложений в случае гидравлического взламывания почвы или же в случае прорезания свода лигнитов на площади размером в несколько десятков кв. м грунтовые воды, находящиеся под давлением, могут залить эксплуатационное пространство.

Инженерно-геофизическим зондированием и до сих пор удавалось решение многочисленных и разнообразных задач. Требованиям, связанным с изучением лигнитовых залежей, существующий комплекс методов удовлетворяет лишь частично. Для эксплуатационных работ большое значение имеет выявление горизонта глин, создающего опасность оползаний, и изменений зеркала грунтовых вод, но для детального изучения залежи лигнитов необходимо дальнейшее усовершенствование метода.

Инженерно-геофизическое зондирование приобретает все большее и большее значение в изучении приповерхностных рыхлых отложений. Возрастание количества измерительных данных привело к необходимости машинного выделения границ слоев и автоматизации квалификации слоев. Программа, характеризующая ниже, блок-схема которой приводится на рис. 76, рассчитана на настольную ЭВМ типа Коммодор 64, определяя по четырем параметрам, записанным в поле: давление общее и давление на острие прибора, естественную и гамма-гамма активность, — последовательность слоев и представляя ее в наглядной форме.

Обработка и интерпретация данных измерений, как это видно и на рис., осуществляется в несколько этапов:

1. В ходе подготовки данных фильтрами в одном измерении удаляется значительная часть разнообразных ошибок, которые могут быть одиночными (связанными с процессом измерений ошибки), но могут быть и статистическими (колебания, связанные с характером радиоактивного излучения и с микроструктурой слоев).
2. Выявление границ слоев на основе исправленных данных осуществляется в две ступени. Сначала по каналам находятся места наиболее интенсивных изменений, затем на основе совместной интерпретации информации по всем каналам выбираются участки, которые могут быть истолкованы в качестве границ слоев. При выборе различные каналы имеют различные веса. Вес определяется, с одной стороны, тем, данные какого канала являются решающими с точки зрения выделения границ слоев, а с другой, тем, изменения какой амплитуды в измерительных данных по отдельным каналам необходимы и достаточны для однозначной идентификации литологического изменения.
3. Расчет параметров, характерных для отдельных слоев, производится простым усреднением, из которого, однако, исключены переходные интервалы.
4. Интерпретация, то-есть геологическая квалификация слоев, существующей программой может быть осуществлена только в случае аллювиальных отложений, ибо наш опыт наиболее богат в исследовании образования этого типа, и ЭВМ смогла быть научена распознаванию этих отложений. Если три главных параметра слоев: давление на острие, пропорциональное сопротивлению на разлом, естественную гамма-активность, пропорциональную содержанию илисто-глинистой фракции, и значения гамма-гамма-активности,

* Фейш И.

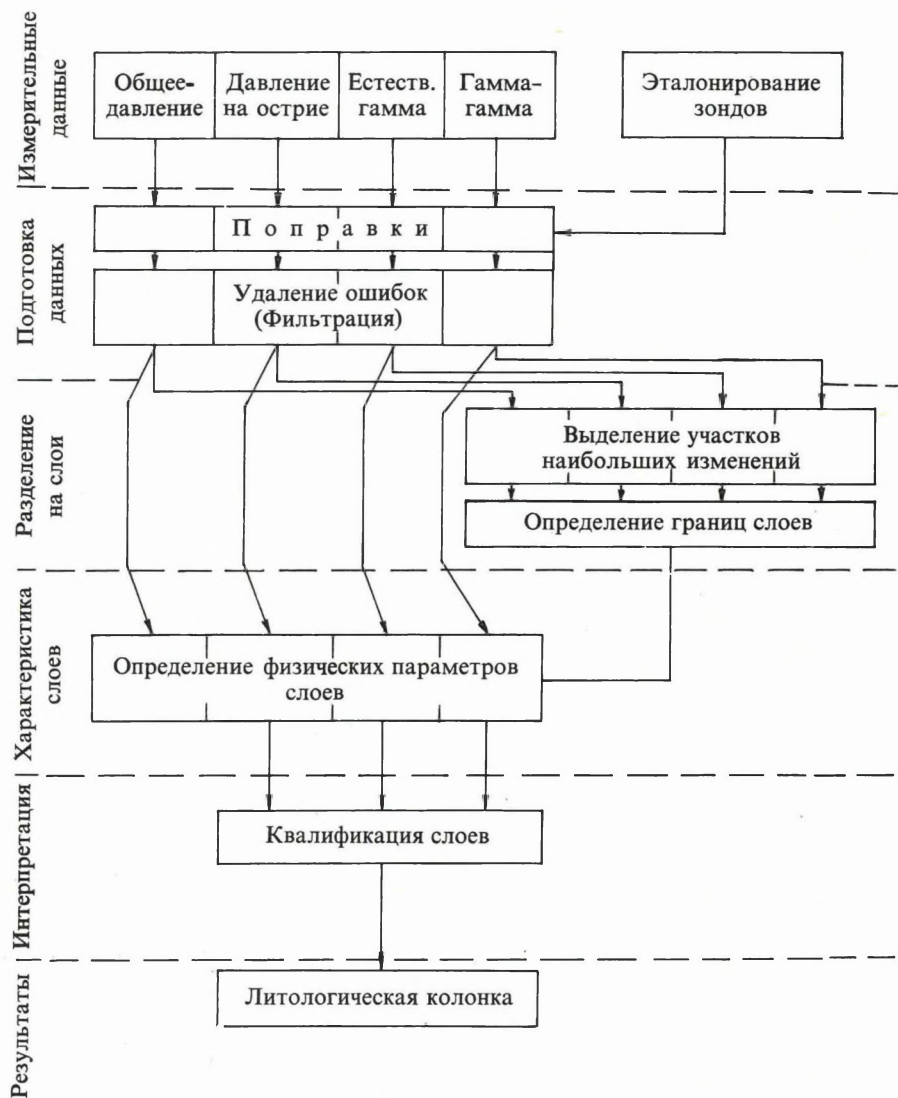


Рис. 76. Блок-схема машинной обработки данных инженерно-геофизических зондирований

пропорциональные объемному весу, — нанести по трем осям пространственной прямоугольной системы координат, то параметры любого заданного слоя будут представлены в виде точки. Важнейшие геологические слои характеризуются, по данным наших измерений, более или менее широким диапазоном значений параметров, так что они проявляются в данной системе координат в виде участков пространства (рис. 77), которые довольно четко обособляются друг от друга. Поэтому, оценивая расстояние между точкой, характеризующей, по данным измерений, конкретный слой, и центрами тяжести пространственных областей, характеризующих конкретные породы, можно сделать заключение о том, какие породы оказываются ближе всего к данной тройке параметров.

Согласно имеющемуся опыту, литологическая колонка определяется на ЭВМ достаточно быстро. Хотя в небольших поправках может возникнуть необходимость, колонка, составленная по объективным критериям, оказывается хорошей основой для геофизика-интерпретатора, хорошо знакомого с особенностями изучаемой площади.

2.2.5 Блоки полевых накопителей данных и предварительной обработки к геофизическим приборам*

Развитие электроники сделало возможным и даже необходимым присоединение накопителей ко все более возрастающему числу приборов. Возможность была создана тем обстоятельством, что можно создать твердотельные памяти с очень малым потреблением энергии и в то же время большой емкости (в случае приборов, монтированных не на автомобиле, в первую очередь они могут быть приняты во внимание), вес и габариты, и, что также важно, стоимость которых сравнительно небольшие по сравнению с теми же параметрами измерительных приборов. Тем самым можно создать „электронные журналы“ и для таких приборов, где в этом нет острой необходимости, но где этот прием делает полевую работу и обработку удобнее и быстрее.

Все более расширяется и круг тех видов аппаратуры, которые могут эксплуатироваться только с накопителями данных. В результате фундаментальных преобразований в измерительной технике существенно увеличился объем информации, поступающей за один единственный день полевых работ (прибором измеряется то же самое, но быстрее, или же нечто такое, о чем ранее и думать было невозможно, как, например, протон-прецессионным магнитометром или прибором ВП, измеряющим

* Шимон П., Верё Л., Винце Л.

кривую затухания во многих точках). Изменения произошли также и в обработке измеренных данных. В связи с большим количеством данных и с методами обработки, требующими привлечения сложных математических приемов, все больше геофизических методов нуждается в ЭВМ, так что представляется целесообразным накапливать данные измерений сразу в форме, понятной ЭВМ, и создавать прямой контакт между прибором и ЭВМ. В случае тех методов, где имеются более высокие требования, накопитель данных: магнитофон — давно уже является органической частью полевой аппаратуры (сейсморазведочных или магнитотеллурических станций).

Выведение вычислительной техники в поле, однако, влечет за собой и качественные изменения. Непосредственное, прямое накопление и перенос данных снижает возможность ошибок, повышает надежность измерений. При некоторых методах электроразведки кроме этого можно осуществить обработку данных или ее упрощенный вариант прямо в поле и дать предварительную интерпретацию результатов чуть ли не одновременно с измерениями. На основании этого можно хоть задавать скважины, но значительно чаще бывает и значительно важнее, что, обладая соответствующей информацией, можно улучшать параметры самых измерений.

Оформились два основных типа накопителей данных, впервые появившихся в конце семидесятых годов. Одним из них в максимально возможной степени учитываются параметры данного прибора, и он составляет с геофизическими блоками почти нераздельное целое (как, например, магнитометры с памятью). Другой тип обычно относится к категории „универсальных“, и предполагается приспособление к нему приборов, то-есть на приборе появляется такой выход, на котором все сигналы и данные появляются в заранее заданной форме и который может быть прямо подсоединен ко входу накопителя данных. Все более широкому распространению этого второго типа способствуют разнообразные стандартные „ворота“, как, например, РС 232. Аппаратура общего назначения обычно дороже, ведь она должна уметь больше, нежели это необходимо для стыковки с одним-единственным прибором, поэтому ее использование экономически выгодно в случае дорогостоящих приборов и в методах, в которых требуется предварительная обработка данных. Не стали популярными блоки с половинчатым решением проблемы, в которые данные визуальных отсчетов с приборов переносятся клавиатурой.

Электроразведочное приборостроение в ЭЛГИ в 1985-м году достигло такого уровня, что можно было создать накопитель полевых данных к прибору D-10R, а на базе малогабаритной ЭВМ — блок предварительной обработки и накопитель данных общего назначения, которые могут быть состыкованы с двумя типами электромагнитных приборов (Макси Проб и ЕМ- 31).

В выборе именно прибора D-10R сыграло роль то обстоятельство, что хранение измеренных данных представляет собой сравнительно простую проблему. Прибором измеряется единственный геофизический параметр: кажущееся удельное сопротивление, — и то прямо, так что перед накоплением данных не возникает необходимости в аналого-цифровом преобразовании или в арифметических действиях. В то же время при различных способах измерений требуются различные виды обработки, поэтому ее целесообразно отделить. Помимо традиционных способов измерения сопротивлений было необходимо учесть существование еще и нового способа т. н. метода электрической корреляции слоев. При этом на одной-единственной паре скважин за день необходимо провести несколько сотен измерений, и два следующих друг за другом значения могут отличаться даже на два порядка. Измерения должны быть выполнены как можно быстрее (ибо с точки зрения процесса бурения производство измерений представляет собой „мертвое“ время) и в то же время без ошибок, к тому же журнал должен вестись также безошибочно, поскольку часто нет возможности повторить весь цикл измерений.

В первую очередь учитывая задачи наземных измерений, но обращая внимание также и на требования, связанные с методом электрической корреляции слоев, был разработан накопитель данных, блок-схема которого приводится на *рис. 78*. Наиболее важной его частью является память (М) на 2 килобайта, построенная на узлах CMOS RAM. Хотя основной задачей является хранение измеренных данных, блоком производится и некоторое уплотнение данных. Практически почти каждый раз необходимо сделать два отсчета: либо для распознавания ошибочных измерений, либо для контроля надежности измеренного значения. Накапливать, однако, целесообразно не единичные измеренные значения, а средние из них. Поэтому с прибора очередные данные, измеренные значения ρ , поступают в переходный накопитель (В), в котором суммируются данные по 2, 4 или 8 измерениям. После команды записывать в накопитель (START) сначала производится расчет среднего значения (D), затем полученное среднее значение поступает в накопитель в виде слова из трех десятичных знаков, с порядковым номером от 0 до 999, который автоматически возрастает, или с другим обозначением. Для определения порядка величины измеренного значения необходимо записать в память также и диапазон усиления (А), установленный на приборе. Он в виде соответствующего кода записывается непосредственно перед соответствующим средним значением, исключая возможность ошибки в определении порядка величины.

В ходе машинной обработки часто возникает необходимость в записывании наряду с данными какой-либо дополнительной информации (например, типа установки электродов, повторного назначения измерений

и т. п.). Ее кодом является десятичный знак 0–9, который вводится в накопитель в качестве подзаголовка (L) с кодирующего диска.

Предусмотрена возможность „стирания“ ошибочного значения, подавшего в накопитель. В то же время значения, попавшие в накопитель и признанные за доброкачественные, не могут быть надписаны (заменены пругими) даже случайно.

Весь блок накопителя построен на одной карте и помещен в крышку прибора. Питание осуществляется с четырех малогабаритных аккумуляторов. Так как с выключением прибора накопитель данных переходит в состояние готовности, потребление энергии становится минимальным, и записанные значения могут оставаться в памяти даже в течение полугода.

Согласно нашим планам, каждый прибор D–10R будет оснащен двумя накопителями данного типа. В то время как на один из них записываются данные в процессе полевых работ, другой находится на полевой базе, и хранимые в нем данные с помощью интерфейса (IF) переводятся на ЭВМ, например, типа РТА–4000 (РС). Мощность этой малогабаритной ЭВМ достаточна для приема данных, необходимых для обработки данных по методам постоянного тока, или же для поправки и предварительной обработки данных, а затем для их записи на кассеточный магнитофон (CR), что открывает им дорогу для дальнейших операций на любой ЭВМ большей мощности. Тем самым при минимальных затратах живого труда становятся возможными обработка данных, полученных при полевых измерениях, их интерпретация и высококачественное представление получаемых результатов.

Несколько отличны требования, связанные с эксплуатацией прибора Макси Проб для электромагнитного частотного зондирования. Стоимость этого прибора выше более, чем на порядок, и данные по геологической информации рассчитываются прямо по результатам измерений, выполненных с помощью прибора. В таком режиме эксплуатация ЭВМ типа РТА–4000 в качестве накопителя данных оказывается экономически выгодной, так что с помощью блока стыковки печатающего устройства КА–160 с магнитофоном, входящего в комплект ЭВМ, и интерфейса последовательно-параллельного типа IFSP можно создать полевую систему, обеспечивающую возможность некоторой обработки и графического представления. Эта система менее связана с конкретными приборами, нежели накопитель при D–10R, и его легко состыковать с различными геофизическими приборами, то-есть он действительно является универсальным. Возможность использования одной и той же ЭВМ для накопления полевых данных в случае более дорогостоящей аппаратуры и в качестве „центральной ЭВМ“ в случае менее дорогостоящей обеспечивается чрезвычайно выгодными параметрами ЭВМ типа РТА–4000. Эта малогабаритная ЭВМ малого веса, изготавливаемая в Венгрии по

разрешению японской фирмы ШАРП, построена на элементах CMOS, так что потребляет очень мало энергии, операции производит с достаточной быстротой (часовой сигнал на 13 мегагерц), и с ней может быть состыкован удвительно большой емкости (128 килобайт) блок памяти. При применении в приборостроении, однако, ее наиболее значительным преимуществом является то, что ко всей системе бусов CPU можно подключаться через 60-полюсный переходник.

Многостороннему использованию способствует и то, что эта ЭВМ программируется на языке бэйзик, но в случае необходимости может программироваться и в машинном коде. В связи с богатым набором периферийных устройств (графическое печатающее устройство, касеточный магнитофон, интерфейсы RS 232 C и CENTRONICS для стыковки с другими ЭВМ, плоттер, модем) эта ЭВМ с успехом может использоваться для решения разнообразных задач. Взаимосвязь узлов полевого накопителя данных и блока обработки данных общего назначения, приобретаемых в готовом виде, представлена на *рис. 79*. Геофизические приборы не могут быть прямо подключены к бусу CPU. С учетом приборов и задач обработки нужно было решить задачи, связанные со стыковкой многоканальных аналоговых ворот, а также нескольких восьмибитовых параллельных цифровых входных и выходных ворот и блока памяти с бусом CPU, равно как и связанные с расширением потребительской области RAM. Собственная область RAM рассматриваемой ЭВМ имеет емкость 18 килобайт; к ней нами подсоединен блок памяти на дальнейшие 10 килобайт, построенный также на узлах CMOS RAM, тем самым добившись максимальной емкости потребительского блока памяти на 28 килобайт. RAM емкостью 128 килобайт может использоваться в качестве фоновой, здесь программы не выполняются, но данные могут храниться.

Геофизические приборы большей частью снабжены аналоговыми выходами, в соответствии с чем накопитель должен иметь и аналоговый вход. На аналоговом входе в настоящее время установлен восьмиканальный аналоговый мультимплексер, но количество каналов легко может быть увеличено. Аналого-цифровой преобразователь имеет емкость на 12 битов, обладает временем интегрирования в интересах подавления сетевых шумов 20 мсек, время конверсии — 80 мсек. Информация о положении разнообразных переключателей прибора, а также управляющие сигналы подаются через цифровые ворота на 8 битов. Имеются два таких входа, но их число легко может быть увеличено. Цифровой выход в настоящее время служит только для записи заголовков аналогового мультимплексера, но может быть использован также и для управления процессом измерений и для решения задач по выведению сигналов.

На *рис. 79* накопитель (DL) представлен в стыковке с прибором Макси Проб. О работе этого прибора достаточно знать, что им производятся из-

мерения действительной и мнимой частей горизонтальной и вертикальной магнитной компонент искусственного электромагнитного поля, отнесенных к показаниям внутренних часов, на многих частотах, точнее, генерируется постоянный ток с напряжением, пропорциональным этим четырем пространственным характеристикам. Из этих напряжений постоянного тока аналоговыми электрическими цепями создаются величины, необходимые в обработке, которые отсчитываются со стрелочного прибора. Блоком накопления данных и предварительной обработки, по существу, выполняется функция этих аналоговых цепей и стрелочного прибора. Арифметические действия выполняются намного точнее, нежели аналоговыми цепями, в то же время автоматически записываются и прочие данные, необходимые при обработке (степень усиления по обоим измерительным каналам, частота при производстве измерений).

При производстве измерений прибором Макси Проб часто возникает необходимость в получении кривой зондирования уже в поле. Только на основании этой кривой можно решить, соответствуют или параметры измерений данной геологической модели. На *рис. 80* приводится кривая, полученная в поле. С помощью клавиатуры ЭВМ можно дать любую „шапку“. Значительно важнее, однако, возможность повышения точности измерений путем цифровой фильтрации повторных отсчетов. Выполнение этих операций и обработки, а также соответствующее графическое представление осуществляется по довольно длинной программе, этим была вызвана необходимость в увеличении памяти ЭВМ до максимальной.

Проще решалась задача по стыковке накопителя данных с прибором ЕМ-31 по электромагнитному профилированию. Сигнал, зависящий от проводимости почвы, и в этом случае поступал на стрелочный прибор, но этот же сигнал выводится и на выход для аналогового регистратора. К этому выходу подключается накопитель данных, по двум аналоговым каналам поступают действительная и мнимая части измеренного сигнала, а через цифровые входы — информация о степени усиления.

Благодаря хранению данных на магнитной ленте, а также стыковке ЭВМ типа РТА-4000 с мощными настольными калькуляторами (НР 9845), становятся возможными, точно так же, как и в случае с D-10R, дальнейшая обработка и высококачественное представление данных.

мерения действительной и мнимой частей горизонтальной и вертикальной магнитной компонент искусственного электромагнитного поля, отнесенных к показаниям внутренних часов, на многих частотах, точнее, генерируется постоянный ток с напряжением, пропорциональным этим четырем пространственным характеристикам. Из этих напряжений постоянного тока аналоговыми электрическими цепями создаются величины, необходимые в обработке, которые отсчитываются со стрелочного прибора. Блоком накопления данных и предварительной обработки, по существу, выполняется функция этих аналоговых цепей и стрелочного прибора. Арифметические действия выполняются намного точнее, нежели аналоговыми цепями, в то же время автоматически записываются и прочие данные, необходимые при обработке (степень усиления по обоим измерительным каналам, частота при производстве измерений).

При производстве измерений прибором Макси Проб часто возникает необходимость в получении кривой зондирования уже в поле. Только на основании этой кривой можно решить, соответствуют ли параметры измерений данной геологической модели. На *рис. 80* приводится кривая, полученная в поле. С помощью клавиатуры ЭВМ можно дать любую „шапку“. Значительно важнее, однако, возможность повышения точности измерений путем цифровой фильтрации повторных отсчетов. Выполнение этих операций и обработки, а также соответствующее графическое представление осуществляется по довольно длинной программе, этим была вызвана необходимость в увеличении памяти ЭВМ до максимальной.

Проще решалась задача по стыковке накопителя данных с прибором ЕМ-31 по электромагнитному профилированию. Сигнал, зависящий от проводимости почвы, и в этом случае поступал на стрелочный прибор, но этот же сигнал выводится и на выход для аналогового регистратора. К этому выходу подключается накопитель данных, по двум аналоговым каналам поступают действительная и мнимая части измеренного сигнала, а через цифровые входы — информация о степени усиления.

Благодаря хранению данных на магнитной ленте, а также стыковке ЭВМ типа РТА-4000 с мощными настольными калькуляторами (НР 9845), становятся возможными, точно так же, как и в случае с D-10R, дальнейшая обработка и высококачественное представление данных.

2.3.1 Каротаж по методу фотоэлектрического индекса*

За отчетный год были проведены работы по обоснованию внедрения каротажа по методу фотоэлектрического индекса (P_e). Фотоэлектрический индекс определяется по анализу спектра обратно рассеянного на породах гамма-излучения [BERTOZZI et al. 1981]. Поскольку фотоиндекс является строгой монотонной функцией атомного номера, то он дает информацию о среднем химическом составе и, тем самым, о характере породы.

Зна химический состав, можно рассчитать фотоиндекс данной породы. Конечно, для данного вида породы фотоиндекс изменяется в некоторых пределах в связи с разбросом химического состава. В таблице II приведены интервалы фотоиндекса для различных пород и некоторых соединений. Низкие значения фотоиндекса, от нуля до двух, характерны для углей или водо- и нефтегазоносных песчаников, средние значения, от двух до десяти, могут отвечать ряду пород, так что они сами по себе не дают информации. Значения свыше десяти указывают на оруденение. Однако, средние значения фотоиндекса также могут оказаться полезными в сочетании с другими данными, примером чего служат рисунки 81 и 82.

На рис. 81 приведены фотоиндексы некоторых простых двухкомпонентных систем в зависимости от пористости. В качестве поровой жидкости при расчетах была принята вода, но если поровое пространство заполнено нефтью, фотоиндекс все еще не подвергается сильному изменению, ведь вода и нефть обладают почти одинаковыми фотоиндексами. Если по предварительным исследованиям уже известно, что один из представленных трех скелетов породы имеет место, то на основании фотоиндекса можно решить вопрос о том, какой именно скелет встречается в данном случае.

На рис. 82 приведены фотоиндексы глин и бокситов в зависимости от суммарного содержания окиси железа. Рядом с составляющими элементами с низким атомным номером, процентная доля железа, отличающегося высоким атомным номером, играет решающую роль в формировании

* Бурански Й.

| Наименования пород или материалов | Минимумы фотоиндексов | Максимумы фотоиндексов |
|-----------------------------------|-----------------------|------------------------|
| вода | 0.358 | |
| нефть | 0.125 | |
| уголь | 0.16 | 0.2 |
| гранит | 2.4 | 2.9 |
| сиенит | 3.4 | 5.1 |
| габбро | 3.5 | 6.5 |
| жильные породы | 2.3 | 5.3 |
| базальт, диабаз, мелафир | 4.6 | 6.4 |
| глина | 1.5 | 5.0 |
| боксит | 5.0 | 6.3 |
| песчаник | 1.7 | 2.7 |
| глинистый сланец | 2.7 | 5.8 |
| известняк | 4.5 | 5.2 |
| доломит | 3.1 | 3.6 |
| гнейс | 2.1 | 4.1 |
| амфиболит | 4.6 | 6.3 |
| серпентинит | 2.7 | 3.5 |
| железные руды | 10.0 | 16.0* |
| марганцевые руды | 8.0 | 16.0 |

* Фотоиндексы железных руд с содержанием бария могут доходить до 30 и даже 60.

Таблица II. Интервалы фотоиндексов для разных пород

среднего атомного номера. Между содержанием железа и фотоиндексом наблюдается довольно хорошая корреляция. Определение содержания железа может способствовать повышению точности качественного анализа бокситов.

Соответственно нашим примерам фотоиндекс, как новый параметр скважинной геофизики, позволяет при разведке угольных месторождений проверять диаграмму плотности с точки зрения намечания разделов, при разведке нефтегазовых месторождений или водных ресурсов — точнее оценить плотность и пористость путем отождествления коллектора, а также определить содержание железа в бокситах.

BERTOZZI et al. 1981: The physical foundation of formation lithology with gamma rays. *Geophysics* **46**, 10, pp. 1439–1455.

2.3.2 Автоматизированная интерпретация угольных скважин

*Применение системы АСОИГИС**

Автоматизированная система обработки данных геофизических измерений в скважинах, которая была создана в результате примерно пятнадцатилетнего сотрудничества в рамках СЭВ, была предназначена для решения задач нефтегазовой разведки. Применение этой системы для интерпретации угольных скважин началось в 1985 году. Процесс обработки иллюстрируется на материалах месторождения лигнита в северной части Венгрии.

Процедура состоит из следующих основных шагов:

Относительное согласование кривых по глубине

В программе, обеспечивающей автоматическое относительное согласование глубин, расхождение между кривыми по глубине, меняющейся от точки к точке, приближенно оценивается многочленом. Кривая $y_1(x)$, подлежащая согласованию, разлагается в ряд Тэйлора, причем расхождения по глубине как раз совпадают со значениями замещения многочлена $\Delta(x)$. Путем минимализации квадрата разности между кривой, разложенной в ряд, и линейной комбинацией остальных кривых ($y_2, y_3 \dots y_n$) можно определить коэффициенты полинома:

$$y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) = a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x),$$

$$\Delta(x) = b_0 + b_1x + \dots + b_px^p,$$

$$\int [y_1(x) + \Delta(x)y_1'(x) - (a_2y_2(x) + a_3y_3(x) + \dots + a_ny_n(x))]^2 dx = \min.$$

Путем обратного замещения их в ряд Тэйлора можно получить значения исправленной кривой. Процедура повторяется несколько раз для каждой кривой, в результате чего расчетные значения сходятся с согласованными по глубине кривыми. Программа позволяет либо одновременно исправить все кривые, либо принять некоторые кривые за основные диаграммы и согласовать остальные кривые с ними. Согласованные по глубине кривые показанной скважины приводятся на *рисунках 83 и 84*.

* Сендрё Д.

Калибровка измерений, то-есть перевод данных в точные физические значения, а также определение параметров, характерных для отдельных компонент горных пород, производится с помощью специальных диаграмм распределения. Принимая кривые за вероятностные переменные, можно рассчитать на основе измеренных значений и дисперсий, зависящих также и от дифференциальных отношений, какова вероятность их попадания в определенные прямоугольные области принятой системы координат. В случае двух кривых получается двухмерное интегральное распределение вероятностей. Если принять во внимание и третью кривую, то можно определить некоторую средневзвешенную величину для каждой прямоугольной области, причем веса прямо пропорциональны вероятностям, определенным по первым двум кривым способом, описанным выше, и обратно пропорциональны квадратам дисперсий значений на третьей кривой. На *рис. 85* приводится пример для первого, вероятностного распределения, а на *рис. 86* — пример для второго распределения т. н. Z-W типа, в обоих случаях — с обозначением встречающихся компонент горных пород.

Статистическая литологическая интерпретация

Статистическая литологическая интерпретация проводится по точкам квантования. Для этого требуется характерная для данного района литологическая матрица, которая содержит нижние и верхние пределы геофизических параметров, относящихся к данным каротажным диаграммам и типам горных пород, а также вероятности наличия в районе отдельных типов пород. Применяя условную вероятность, программа на основе замеренных значений и их разбросов производит вычисления вероятности происхождения полученного результата измерения от определенных в литологической матрице интервалов. Образуя результирующие вероятности по нескольким кривым для каждого типа пород, программа задает тип породы, относящийся к максимальной вероятности, которая в данной точке считается результатом статистической литологической интерпретации. Результат статистической литологической интерпретации приводится в правой колонке на *рис. 84*.

Определение компонент горных пород

Состав горных пород получается по системе уравнений, записываемой на каждой глубинной точке для нейтронной пористости, плотности, сопротивления и естественного гамма-излучения. Нелинейную систему

уравнений, параметры которой задаются на основании диаграмм, программа решает итерационным способом для незнакомых процентных объемов. Расчетный состав горных пород в объемных процентах приводится в левой колонке на *рис. 87*.

Вычисление качественных параметров

При предположении, что зольность углей получается главным образом за счет твердых компонент сопровождающих пустых пород, а их влажность определяется суммой расчетной эффективной пористости и содержания связанной воды в пустой породе, определение содержания углерода, зольности и влажности в весовых процентах иллюстрируется средней колонкой на *рис. 87*. Если известна теплота сгорания данного типа углей, то теплотворную способность можно получить путем вычитания теплоты, необходимой для нагрева воды до температуры 100 °С и взятой пропорционально весовому содержанию воды в породе, из теплоты сгорания угля, умноженного на его весовое содержание. Теплотворная способность показана в правой колонке *рис. 87*.

Охарактеризованная система программ используется в серийных расчетах; опыт показывает, что получаемые результаты, находясь в соответствии с традиционной интерпретацией, могут быть использованы как в выделении угольных пластов, так и в литологическом расчленении разрезов. Помимо этого, благодаря определению качественных параметров углей по одним геофизическим данным, становится возможным сокращение отбора керновых проб до минимума.

*Интерактивный метод с использованием малой ЭВМ**

С усовершенствованным вариантом программной системы, описанной в Годовом отчете за 1984 г. (стр. 263–264), можно определить условия кровли и подошвы угольных пластов. При помощи лабораторных кривых зернистости можно вычислить фильтрационный коэффициент перекрывающей и подстиляющей толщ, представляющих собой непродуктивные пласты.

Значения эффективного диаметра зерн (D_{10}), отсчитанные с лабораторных кривых зернистости, коррелируются с диаграммами ядерного каротажа. Наиболее тесная корреляционная связь имеет место с кривой относительного гамма-излучения (R–GAMMA), вычисленной по диаграмме естественного гамма излучения. При помощи корреляционной связи, описываемой полиномом третьей степени (*рис. 88*), можно создать непрерывную

* Караш Дь., Бихари А., Месарош Ф.

диаграмму D_{10} . При известной диаграмме D_{10} фильтрационный коэффициент „ k “ вычисляется по функции с двумя переменными $k = (\Phi, D_{10})$, где Φ — значение эффективной пористости в %. Расчетный фильтрационный коэффициент явно отражает условия течений в пройденной толще. *Рис. 89* показывает связь между фильтрационным коэффициентом и нейтронной пористостью. На *рис. 90* приведены результаты обработки данных разведочной скважины в районе Дубичань.

Ветвь представленной программной системы, изучающая условия течения, может быть использована также для интерпретации каротажных диаграмм, полученных в скважинах, бурящихся на воду, которые проходят песчано-глинистые толщи. Были начаты исследование в этой области.

2.3.3 Разработка каротажной аппаратуры*

Для определения фильтрационных и резервуарных параметров используются гидродинамические методы, в том числе измерение глубинного давления при установившемся или неуставившемся режиме пласта. При установившемся режиме по кривой, образованной по замеренным данным (индикаторной кривой), можно узнать „фактор продуктивности“ (угол падения кривой), оценить проницаемость при помощи отношения Дюпюи, трансмиссионность и гидравлическое сопротивление разрабатываемой системы (пласта + изменившейся зоны + скважины). Для производства таких измерений был разработан зонд типа КРТ–2–120–43У, который одновременно замеряет давление и температуры. Принцип работы зонда излагается на *рис. 91*. Датчик давления состоит из тензометрических штампов, приклеенных к плоскому мембрану, который оформлен в виде мостика Уитстона. Мостик уравновешен к нулевому положению и компенсирован за температуру. Выходное напряжение мостика (порядка мВ), которое является пропорциональным давлению, усиливается усилителем (3) высокой стабильности. Выходное напряжение преобразуется с верхнелинейным преобразователем напряжения в частоту (4), благодаря чему выходная частота оказывается пропорциональной давлению окружающей среды. Датчик температуры (2) представляет собой специальную микросхему с постоянной времени 1,5 с в жидкости. Его характеристика является линейной в пределах $\pm 0,5^\circ\text{C}$ и привязанной к абсолютной температуре, поэтому калибровку зонда следует выполнить только раз. Сигнал от датчика температуры также обрабатывается преобразователем напряжения в частоту (4). Сигналы от датчиков давления и температуры попадают в логическую схему (5), которая полностью исключает взаим-

* Короды Г., Сентпали М., Вадас Г., Лакатош Ш., (VIKUV)

ное влияние (сходимость) между двумя каналами. Информация о давлении и температуре попадает на дневную поверхность по одножильному кабелю в виде положительных и отрицательных импульсов. Для обеспечения максимальной стабильности сигналов электроника как канала давления, так и канала температуры работает со стабилизированного источника питания.

Конструкция зонда показана на *рис. 92*. Длина зонда равна 1470 мм, диаметр — 43 мм, изготавливается из коррозионностойкой стали. Чувствительные элементы датчиков давления и температуры образуют единое устройство в защитной корзинке с палочным каркасом, чем обеспечивается быстрый теплообмен у датчика температуры. Импульсы, приходящие из зонда по коротажному кабелю, обрабатываются микропроцессорной наземной панелью типа KFU-4-12P, работающей в импульсном режиме, которая также питает зонд. Процессор построен на CPU типа Z-80, имеет оперативную память в 16 кбайт, чем обеспечивается высокая упругость. Он позволяет создать любую функциональную связь между входами импульсного режима (4 шт одновременно) и аналоговыми выходами (4 шт), или алфавитночисленным дисплеем в 16 символов в зависимости от заданной программы. Записанная для зонда программа решает прямое измерение температуры и давления, тем самым в реальном масштабе времени производит выравнивание небольшого дрейфа электроники измерения давления из-за температуры. Аппаратура вместе с подключенным матричным печатающим устройством производит также запись логарифмов времени, что оказывается весьма полезным при таких измерениях. На *рис. 93* приведена кривая восстановления температуры, а также повторение ее ($G\ddot{o}d$, $T_{amb} = 56\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P_{abs} = 50\text{ bar}$).

Основными характеристиками измерительного устройства являются:

при измерении температуры:

| | |
|-------------------------|-----------------------------------|
| предел измерения | 120 $^{\circ}\text{C}$, |
| абсолютная точность | $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$, |
| разрешающая способность | 0,05 $^{\circ}\text{C}$, |
| постоянная времени | 2 с, |

при измерении давления:

| | |
|-------------------------|------------------------|
| предел измерения | 300 бар, |
| абсолютная точность | $\pm 0,5\text{ бар}$, |
| разрешающая способность | 0,03 бар. |

3 ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ

Тиханьской Обсерваторией непрерывно выполнялись обязательства по производству наблюдений и по передаче полученных данных.

На основании предварительной обработки среднечасовых значений и выравнивания базиса предварительные среднегодовые значения измеренных компонент геомагнитного поля составляют в Тихани для эпохи 1985,5:

$$\begin{aligned} D &= 1^{\circ} 31,3', \\ H &= 21.454 \text{ нТ}, \\ F &= 47.450 \text{ нТ}, \\ Z &= 42.325 \text{ нТ}. \end{aligned}$$

Для контроля геомагнитного уровня обсерватории были проведены сопоставления с обсерваториями в Гурбаново (ЧССР) и Нимегк (ГДР).

За прошедшие десять лет совместные измерения были выполнены с восемью обсерваториями: со станциями в соседних районах Центральной Европы и с обсерваторией в Нимегке, повторяя измерения неоднократно; в рамках двух международных мероприятий измерения были выполнены совместно с европейскими станциями, участвующими в систематическом обмене данными (1980: Нимегк, 1984: Гурбаново). На основании выполненных измерений был сделан вывод о том, что данные по сети обсерваторий могут отличаться на величину, достигающей несколько десятитысячных, в связи с различиями в условиях измерений, с неоднородностями парка приборов и техники измерений.

В рамках обзорной обработки серии среднечасовых данных по обсерватории были проведены спектральные исследования в связи с методическими вопросами выполнения анализа в частотном диапазоне (рис. 94). В ходе обработки отбирались сигналы, связанные с характерным ходом частот, поддающимся физической интерпретации, и значимо проявляющиеся в системе данных за несколько десятилетий. Рассмотрены: возможности интерпретации спектров серий данных, влияние альясинга и режек-

* Хедьмеги Л., Кёрменди А., Ломници Т., Сабо З.

торных функций, оптимальная длительность отсчетов, возможности распознавания действительных частот (рис. 95). Было установлено, что в обработке системы данных, созданной интегрированием, не обязательно применение предварительной фильтрации, за исключением отделения S_q вариаций; далее, путем сопоставлений с сериями данных, полученных при более частых отсчетах, было выяснено, что спектр среднечасовых значений слабо искажается альясингом. По спектрам, рассчитанным для интервалов времени, в несколько раз укладывающихся в среднюю длительность бурь (2–4 суток), получают прослеживаемые пики в интервале времени периодов в пределах от нескольких часов до одних суток.

Путем отделения спокойного дневного хода (S_q), выявленного рекурсивной фильтрацией, по серии среднечасовых данных по горизонтальной интенсивности поля, подобно числам K , рассчитывались трехчасовые индексы (рис. 96). При этом цель заключалась, с одной стороны, в автоматизации определения индексов по цифровым станциям, а с другой — в определении таких индексов возмущений, которые, в отличие от обычно используемых чисел K , обладают достаточной чувствительностью к местным отклонениям в структуре бурь.

Создана методика определения опорного геомагнитного поля IGRF 1980, основанная на сферическом разложении в ряд; начат анализ расхождений между отечественными измерениями по базисной сети и нормальным полем, рекомендуемым для международного пользования. На основе проведенных исследований можно подтвердить справедливость замечания, опубликованного и другими исследователями, что в данной модели, вследствие экстраполяции изменений поля в течение последнего десятилетия, было существенно переоценено влияние вековых вариаций, так что в компонентах интенсивности получается избыток в 30–70 нТ.

В 1985-ом году продолжались гравиметрические и экстензометрические наблюдения в Будапеште на станции, установленной в пещере Матяш-хедь. Подготовлено место для двух новых кварцевых экстензометров; построены конечные постаменты, связанные со скальными породами и с промежуточными постаментом.

Для улучшения условий гравиметрических наблюдений в пещере был построен домик из двух помещений. Таким путем, с одной стороны, обеспечено, что, несмотря на подземные условия, со всеми типами гравиметров, регистрирующих земные приливы, можно провести на станции наблюдения. С другой стороны, поскольку во внутреннем помещении домика температура и влажность воздуха регулируются, открывалась возможность на инструментальные исследования.

Проведен гармонический анализ гравиметрических земноприливных наблюдений, произведенных 1982–1983. годах; сводные результаты обработки содержатся в *таблице III*. Стабильность земноприливных параметров по времени хорошая, ошибки определения земноприливных параметров и каждого отсчета малы.

Рис. 97 показывает резидуальную кривую наблюдений, произведенных с июня 1983-го года. Резидуальная кривая получается путем вычитания из наблюденных значений инструментального дрейфа и теоретической кривой, исправленной земноприливными параметрами, полученными из гармонического анализа. Амплитудный спектр остаточной кривой наблюдений 1982–1983-их годов показан на *рис. 98*. На основании этой резидуальной кривой можно заключить, что его значения превосходят средний уровень шумов в первую очередь в случае суточных волн, но наблюдаются большие амплитуды также и в случае полусуточных волн. В частотном интервале суточных волн O_1 и K_1 в среднем получены амплитуды 0,1 мкгл ($1 \text{ мкгл} = 10^{-2} \text{ м/сек}^2$), а в случае полусуточной волны M_2 получено также 0,1 мкгл. Поскольку амплитуды этих трех главных приливных волн в Будапеште 30,95, 43,52 и 34,23 мкгл, амплитуды остаточной кривой означают ошибку 0,32, 0,23 и 0,29% в случае амплитуд-

* Варга П.

ных характеристик, что довольно хорошо совпадает с значениями ошибок, определенных из гармонического анализа (см. таблицу III). То обстоятельство, что спектр резидуальной кривой значительно превосходит средний уровень шумов в случае как суточных, так и полусуточных волн, указывает на то, что в этих частотных интервалах присутствуют систематические компоненты.

Остаточные кривые, полученные из наблюдаемых 2.5–3 месячных серий, измеренных между декабрем 1982-го года и октябрем 1983-го года, были использованы для определения амплитудного спектра (рис. 99). Эти спектры в каждом случае содержат однозначные максимумы в полосе суточных волн, а в случае полусуточных максимум имеет место лишь на участке апрель–май 1983-го года. Этот факт указывает на то, что остаточная кривая содержит температурные воздействия. Если аномалии были бы связаны с неточным отделением приливов от остатков, то аномалии были бы обнаружены в обоих частотных интервалах. Аномалии резидуальных кривых не могут быть связаны с эффектом барометрических вариаций. В этом случае, поскольку барометрический прилив имеет систематическую компоненту на частоте $30^\circ/\text{час}$, максимум был бы обнаружен и в случае полусуточных волн.

Таблица IV путем сравнения земноприливных параметров, полученных гравиметром ЭЛГИ, дает информацию об их надежности. Этому вопросу придает важность и актуальность то, что, поскольку ошибка калибровки приборов всего лишь $0,5\%$, у нас не имеется объективной возможности для совместной интерпретации результатов, полученных различными приборами. Данные, приведенные в таблице, указывают на то, что результаты, полученные с гравиметром BN-07 на станциях Пещи и Потсдам, в среднем на $0,36\%$ превышают серии приборов GS-15, 222 и 228. С другой стороны, результаты BN-07 хорошо совпадают с результатами статистических обработок и со значениями, полученными для теоретических моделей Земли [VARGA, GERSTENECKER, GROTEN, HÖNIG 1985]. Дальнейшее рассмотрение вопроса облегчается вероятно благодаря тому, что совместно с Геодезическим, Топографическим и Картографическим институтом (Прага) и Политехникой Прага проведены совместные земноприливные наблюдения. С чехословацким прибором (GS-15, 228) удалось зарегистрировать качественные земноприливные кривые между ноябрем 1984 и январем 1986-го года.

Для истолкования наблюдений гравиметрических земноприливных вариаций остаточные кривые являются полезным средством. Как известно, этот вектор можно получить таким образом, что из наблюдаемых векторов главных приливных волн вычитается нагрузочный вектор океанических приливов и также теоретический вектор, полученный на основании моделей Земли.

В этом случае, конечно, первостепенную важность имеют среднеквадратичные ошибки остаточных векторов. Рассмотрение этого вопроса [GERSTENECKER, VARGA 1985, 1986] показало, что ошибки остаточных кривых зависят от ошибок нагрузочных векторов, полученных по океаническим приливам, от принятой модели Земли и, конечно, от ошибок наблюдений. Эти последние связаны в первую очередь с проблемами калибровки гравиметров. Поэтому, к сожалению, в настоящее время самые обоснованные выводы относительно площадного распределения остаточных кривых можно получить, если рассмотреть результаты, полученные на разных местах одним и тем же прибором. Исходя из этого соображения, нами сопоставлены результаты, полученные на 13-ти различных станциях гравиметром La Coste Romberg ET-16 Дармштатского Политехнического Университета. Этот регистрирующий гравиметр дал каждый раз результаты очень хорошей внутренней точности, и на каждой из 13-ти станциях наблюдения проводились без малейших технических изменений. В случае главных приливных волн (O_1 , K_1 , M_2 и S_2) определены значения остаточных векторов, и ошибки эти приводятся в *таблице V*. Эти значения определены с использованием теоретических результатов Молоденского. В *таблице VI* показаны эти же результаты с использованием теории Вара.

Результаты исследования остаточных кривых можно суммировать следующим образом:

1. Распределение направлений остаточных векторов одинаковый в случае всех главных волн
2. Направление и величина резидуальных кривых очень сильно зависят от параметров нагрузочных векторов, т. е. возможные ошибки карт морских приливов в значительной степени влияют на рассчитанные амплитуду и фазу остаточных векторов. Разброс резидуальных фаз также очень сильно зависит от принятой модели.
3. В центральной части Европы остаточные векторы направлены на восток или на юго-восток.
4. Остаточные векторы в статистическом смысле являются значимыми. Это заключение для волны M_2 только тогда обосновано если качество использованной морской приливной карты подходящее и расчеты были проведены с необходимой точностью. Это утверждение вытекает из факта, что эта волна больше других зависит от океанического прилива.
5. Резидуальные векторы O_1 и K_1 в отличие от M_2 значительно больше, чем соответствующий нагрузочный вектор. Исходя из того, что в случае главных приливных волн остаточные векторы с хорошим приближением имеют одинаковое распределение, и поскольку в отличие от M_2 резидуалы O_1 и K_1 значительно превосходят нагрузочные

векторы океанических приливов, можем заключить, что остаточные кривые связаны в общем-то с приливными деформациями латерально неоднородной Земли.

На основании вышесказанного необходимо, чтобы для выявления латеральных неоднородностей Земли в отличии от предыдущих исследований (когда только M_2 являлось объектом исследований) были использованы остаточные векторы всех главных приливных волн.

Литература

- GERSTENECKER C., VARGA P. 1985: On the distribution of the residual vectors Earth's tide gravity observations in Central Europe. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde Nr. 81, Teil I., pp. 150–165.
- VARGA P., GERSTENECKER C., GROTEN E., HÖNIG W. 1985: Gravimetric earth tide observations in Tihany, reliability and interpretation. Annales Geophysicae, 3, 4, pp. 493–498.
- GERSTENECKER C., VARGA P. 1986: Some questions concerning the interpretation of the residual vectors. Journées Luxembourgeoises de Geodynamique, 60ème session. Comptes Rendus (in press)

В рамках комплексного исследования орных геологических разрезов в случае двух разрезов проводились палеомагнитные исследования:

- у Асофё на анизийском участке нижнего и среднего триаса,
- в верхнеюрской части 2-го опорного разреза на Модьорошдомб (Шюмег) (рис. 100).

Первый использован для контроля среднего триаса в Маломвёлдь (у Фелшоёрш), второй — для магнетостратиграфического контроля 1-го опорного разреза на Модьорошдомб.

Остаточная намагниченность определена магнитометром JR-4, а магнитная восприимчивость — на мостике для определения восприимчивости KLY-2. Образцы были очищены термическим путем в печах Шонстедта. Остаточная намагниченность и восприимчивость определялась при каждом шаге чистки. Помимо методов, использованных раньше, при критических шагах чистки анализированы совпадение или расхождение направлений образцов, размагниченных при одинаковой температуре, но в противоположных ориентациях. При этих работах использовался персональный компьютер IBM PC (например, для составления ортогональных проекций).

Палеомагнитное исследование среднетриасового (анизийского) опорного разреза при Асофё

Между 91-ым и 35-ым слоями разреза, имеющего общую длину 40 м, пробурено по скважине на каждый слой. Среднее падение по профилю северо-западное, но в районе слоя 35 обнаруживается нарушение, указывающее на повторение слоев. Из слоев, имеющих различное падение от нарушенного слоя, взято по 12-и образцов. Проб не брали из более старых, чем флексура, слоев.

Естественное остаточное намагничение (NRM) и восприимчивость

* Мартон Э.

(κ) слоев слабое, последнее часто диамагнитное. Перед чисткой направления NRM концентрируются вблизи современного геомагнитного поля (рис. 101), что указывает на перемагничивание. При термическом размагничивании до 475 °C не происходит значительного изменения направлений (рис. 102), но NRM нескольких образцов разрушается. При 500 °C образцы уже искажаются из-за появления сильно намагничиваемых минеральных фаз (рис. 103). Первичность очищенных NRM фаз ставит под сомнение их подобность современному магнитному полю. Дальнейшие сомнения возникают из-за расхождения ориентации образцов, полученных из одного и того же слоя, но независимо ориентированных (рис. 103), и из-за того, что среди них нет ни одного с обратной полярностью, хотя в породах Маловёлд у Фельшёёрш определены неоднократные изменения полярности (рис. 104). Следовательно, разрез не подходит для целей магнитостратиграфических исследований.

Палеомагнитное исследование 2-го опорного геологического разреза Шюмег, Модьорошдомб

По профилю, на 63 метровом участке, доступном для пробоотбора, отобрано 67 образцов. Общее падение по профилю северо-западное, только 10% образцов происходит из слегка опрокинутых слоев, падающих к юго-востоку.

NRM и κ слабые, последнее иногда диамагнитное. Направления до магнитной чистки концентрируются вокруг современного местного геомагнитного поля (рис. 105). Оптимальная температура чистки на основании опыта первого профиля Модьорошдомб — 500 °C, поэтому образцы сразу обрабатывались на этой температуре. Из-за увеличения восприимчивости термическая обработка повторялась таким образом, что образцы находились в печи в противоположном положении. Таким образом хотелось проверить возможное искажение новых намагничиваемых фаз в слабом магнитном поле печи (1 нТ). Там, где направления, измеренные после повторного нагрева, различались, образцы исключались из палеомагнитного анализа. Почищенные направления отличаются от направления современного поля, имеются как нормально так и обратно поляризованные образцы (рис. 106).

Магнитные зоны выведены из широты видимого поля (VGP) (рис. 107). Для определения VGP широт определены также тектонически исправленное направление очищенного NRM, которое находится в отличии со средними направлениями опорного профиля Модьорошдомб 1:

Опорный профиль 1., верхняя юра:

$$D=260^{\circ} \quad I=32^{\circ}$$

Опорный профиль 2., верхняя юра:

$$D=266^{\circ} \quad I=34^{\circ}$$

Шкала изменения зон, полученная по широтам, VGP хорошо коррелируется с магнитными зонами 1-го опорного разреза Модьорошдомб I (рис. 108).

В 1985-ом году закончились гравиметрические измерения на чехословацко-венгерском участке Единой Гравиметрической Сети (ЕГС).

Осуществлено перемещение из-за реконструкции аэропорта Будапешт (Ферихедь) государственного гравиметрического базисного пункта (MEGP 29) и повторное измерение его эксцентров. В составе этих работ продолжалось измерение новой гравиметрической сети II-го класса, начавшееся в 1980-ом году; до сих пор выполнено 80% определений измерительных связей с тремя гравиметрами.

Проведены расчеты по исследованию гравиметрического эффекта, возникающего вследствие вариации атмосферного давления из-за изменения положения и состояния воздушных масс, на значение g , определенное абсолютным методом на одной и той же точке в разное время. Этот эффект состоит из двух частей. Один из них — непосредственный эффект перемещающихся масс атмосферы, а второй вытекает из деформаций Земли из-за вариаций атмосферного давления.

Для наших исследований были использованы результаты радиозондовых замеров Государственной Метеорологической службы до 20 км-овой высоты и выше, а также данные с поверхности и метеорологические карты масштаба: 1:10 000 000. Два различных эффекта были также определены отдельно, с распространением исследований на различные объемы: рассмотрены конуса 20-и километровой высоты с вершиной в точке исследования и исследован эффект от заключенных в эти конуса воздушных масс при различных углах раствора. Определено, что эффект от вариаций давления в Средней Европе, имеющих максимальное значение 30 мбар, значительный. В так называемой внутренней зоне исследуемой точки (угол раствора корпуса 1°) полный эффект может достигать 130 nms^{-2} (13 мкгл). В этой зоне 95% полного значения вытекает из непосредственного гравитационного эффекта. Во внешних зонах (конус раствором макс. 30°) эффект из-за деформаций Земли увеличивается, но не превышает 20% от всего эффекта. Таким образом, при сравнении абсолютных значений g , определенных в разное время, необходим учет этих эффектов.

* Чано Г., Польхаммер М., Шархидан А., Сабо З.

В окрестностях государственного опорного гравиметрического пункта номер 82, расположенного в пещере Матяшхедь, путем гравиметрических и вариометрических измерений исследованы местные аномалии поля силы тяжести. Обнаружено, что в окрестностях главного опорного пункта (рис. 109) горизонтальный градиент достигает 400 этвеш (≈ 40 мкгл/м), что подчеркивает важность очень основательной установки абсолютного гравиметра.

Показано также, что зависимостью горизонтального градиента от высоты тоже нельзя пренебречь (рис. 110), поскольку в нашем случае на высоте 50–150 м над постаментом значение градиента изменяется приблизительно на 6,5%.

В течении года с целью более точного определения карты геоида Венгрии во внутренних зонах 20 дальнейших точек для геоидных определений проведены гравиметрические исследования.

С целью разработки оптимальной интерполяции аномалий Фая опробованы различные методы (оптимальная аппроксимация, метод наименьших квадратов, аппроксимация суммой Боолена и т. д.).

Используя 130 000 гравиметрических точек, составлена карта остаточных аномалий Венгрии в масштабе 1:100 000. При составлении карты за основу приняты аномалии Буге, рассчитанные с использованием значений плотности $2,4 \text{ г/см}^3$. Составлен вариант карты в масштабе 1:400 000. Карта остаточных аномалий дает хорошую основу для составления структурной карты Венгрии.

Примеры деятельности ЭЛГИ за границей

*Международная геологическая экспедиция на Кубе**

На юге Кубы продолжались работы по геологическому картированию масштаба 1:50 000 и сопутствующей геофизической деятельности, начатые в 1984 году в районе Ольгина. На перспективных участках района была проведена комплексная геолого-геофизическая разведка масштаба 1:10 000 или 1:25 000 Комплексной геолого-геофизической партией, организованной под руководством Венгерского Геологического института.

Созданная для управления работой международных групп, работающих на основании двухсторонних соглашений, Координационная группа отчасти занимается методическим руководством картирующими и разведочными работами, проводимыми в разных районах, а отчасти — сбором и систематизацией геолого-геофизических материалов по Кубе. В соответствии с этим, венгерским главным геофизиком, работающим в группе, был составлен раздел „Геофизические разведочные работы“ геологического картирования масштаба 1:50 000, он принял участие в оценке проектов разведочных работ, а также методической работы геофизических частей групп, а в качестве тематического задания он участвовал в работе „Унификация результатов геологической интерпретации геофизических аномалий для целей рудной геофизики“.

*Международная геологическая экспедиция в Монголии**

Комплексная геолого-геофизическая партия, организованная нашим институтом как подрядчиком в сотрудничестве с Венгерским Геологическим институтом, в течение 1985 года продолжала свои исследования в перспективной рудной области на юге Ундурханского массива. В окрестностях массива редких металлов Ундур-Цаган-Обо; на серебряно-полиметаллическом месторождении Мунгун-Ундур, а также в пределах полиме-

* Жилле А.

таллической индикации с редкими металлами Готор-Обо были проведены разведочные работы масштаба 1:10 000 и 1:5000 методами естественного потенциала, вызванной поляризации, а также геомагнитными и радиометрическими.

Основные результаты геофизических работ заключаются в следующем:

- в районе Ундур-Цаган внимание было обращено на продолжение рудного массива к ЮВ,
- в области Мунгун-Ундур работы способствовали ознакомлению с жильными и линзовыми типами залежей, выделению рудных зон,
- в районе Готор-Обо было выявлено 3 аномалии ВП высокой интенсивности, занимающие ограниченную площадь, вскрытие которых переходит на следующий год.

*Результаты электромагнитного частотного зондирования в районе Теримаки в Финляндии с целью разведки рудного месторождения**

В августе 1985 года экспедицией ЭЛГИ в составе 4 человек произведено электромагнитное зондирование в частотном диапазоне с маленькой дискретностью при помощи системы Макси Проб в районе Теримаки вблизи города Кейтеле (Финляндия) в качестве дополнения прежних работ, проведенных Геологической службой Финляндии для разведки рудных месторождений геофизическими методами (ВЭЗ, АМТ, метод сверхнизких частот, профилирование Слингграм).

Цель геофизических работ заключалась в прослеживании зон оруденения, приуроченного к глубинному контакту простирающейся в этой области интрузии габбро, которое по предположению может иметь место между поверхностным проявлением пирита на СЗ (скважина 382) и сфалеритовым оруденением на поверхности на ЮВ. Глубинная фация пиритового оруденения внутри интрузии габбро известна всего по 2 скважинам, на участке между ними над тонкой рудной пластинкой с кажущимся падением ок. 40° нами было проведено рекогносцировочное измерение путем зондирования (участок профиля ТЕ-В между точками 1-7, *рис. 111*).

В качестве геоэлектрической модели, лежащей в основу интерпретации, было предположено, что зоны оруденения представляют собой тонкие очень хорошо проводящие пластинки, а вмещающая среда представлена квази н-слоистой толщей, слои в которой разделены почти горизонтальными или только в небольшой мере наклонными нерегулярными разделами или массивами такого же свойства, ограниченными разломными зонами и сбросами. Такая модель является сочетанием традиционных рудных моделей и модели, применяемой в ходе структурного картиро-

* Кардеван П., Резеши Г., Дюрко П.

вания для выяснения тектоники. Другой особенностью геоэлектрической модели района является то, что кристаллические и эффузивные породы, образующие основную массу разреза, которые представлены большей частью гнейсами и габбро, обладают весьма высоким сопротивлением (4000–60 000 ом-м), далее, что выветрелые породы разломных зон отличаются низким сопротивлением (100–800 ом-м), близким к сопротивлению проводящих рудных зон (100 ом-м). В связи с этим сбросовые и разломные зоны также могут вызывать соизмеримые с рудными зонами индуктивные эффекты, которые должны быть учтены в модели также наклонными и хорошо проводящими пластинками.

Результаты измерения:

- Вызванные напластованием эффекты типа 1D создают по профилю хорошо коррелируемые, выдержанные формы кривых с медленными изменениями по оси частот.
- Связанные с наклонным напластованием гальванические эффекты создают характерные понижения, быстрые местные изменения, которые однако не оказывают влияния на общий ход преобразованных кривых. Путем корреляции таких понижений можно построить поверхности раздела слоев (см. рис. 111, горизонты А, С, D, F, G).
- Наклонная тонкая рудная пластинка с углом падения 40° при производстве зондирования над ней вызывает эффект, близкий к 1D. Таковым является снижение ϱ_a под горизонтом H на рис. 111. Глубина залегания рудной пластинки может быть точно построена и по гипотезе модели 1D: расхождения между точками разлома H , намеченными кружками, и уровнем оруденения не являются значительными.
- Влияние сильно наклонной пластинки типа 2D наблюдается на рис. 111 между точками по относительно быстрому изменению по профилю. Можно предполагать наличие почти вертикальной проводящей пластинки с положением головки ее между точками 10–11. Она может быть истолкована как сброс.

*Электромагнитное частотное зондирование в связи с планом Шуханко
вблизи г. Рауна (Финляндия)*

По поручению Университета г. Оулу в рамках экспедиционной работы ЭЛГИ в августе 1985 г. были проведены электромагнитные частотные зондирования при помощи системы Макси Проб в районе интрузии габбро Шуханко по профилю длиной 1,7 км в среднем через 100 м. Цель работ заключалась в подтверждении наличия рудной пластинки, залегающей на глубине. В части профиля наличие рудной пластинки исключается. Снижения ϱ_a по остальным зондированиям указывают на хо-

рошо проводящий объект, который по интерпретации 1D залегает на глубине 700–800 м. Этот результат совпадает с результатом интерпретации 1D зондирований АМТ. Тем самым по профилю наблюдается сильный эффект 3D, подобный эффекту, отмеченному на рис. 111. Такой эффект может быть приписан сбросу.

*Электромагнитное частотное зондирование (ЭМЧЗ) в районе железорудного месторождения Маркесандо (Испания)**

С 21 ноября по 14 декабря 1984 года по поручению предприятия *Compania Andaluza de Minos S. A.* (С. А. М.) были проведены работы по электромагнитному частотному зондированию с помощью аппаратуры Макси Проб EMR–16. Месторождение находится на северном склоне гор Сьерра Невада на окраине бассейна Маркесандо, где открытым способом разрабатывается в основном гематитовая железная руда.

Цели измерений заключались в следующем:

- на основании электромагнитного зондирования, проведенного в известном по бурению районе, (рис. 112 и 113), необходимо было определить условия геоэлектрических сопротивлений,
- на основании экспериментальных работ по некоторым региональным профилям (рис. 114) следовало изучить геоэлектрическое строение бассейна.

Оруденение размещается в верхней единице сложной покровной системы, сложенной сланцами, известковыми сланцами и известняками триасового возраста. Оруденение приурочено главным образом к известнякам. Рудные тела отличаются изменчивыми формами. Размеры самых больших рудных тел равны $350 \times 100 \times 60$ м. В бассейне покровная система перекрывается аллювиальной толщей мощностью до 200 м.

На рис. 112 приводятся кривые ЭМЧЗ, полученные по скважинам на удалении нескольких сотен метров от месторождения. По разрезу скважин видно, что железная руда (отмеченная черным цветом) может залегать под аллювиальным перекрытием (отмеченным белым цветом) на различных горизонтах триасовых формаций. По кривым ЭМЧЗ было выделено четыре горизонта, которые отчасти идентифицированы в геологическом смысле. Буквой „А“ намечена поверхность глубокозалегающих проводящих слюдистых сланцев. Корреляция этой точки перелома по профилю дает самую полезную информацию для интерпретации измерений. „В“ указывает на поверхность триасовой покровной системы, местами содер-

* Резеши Г., Салаи И., Вертеши Л.

жащей железную руду. Определение ее часто не является однозначной, причина чего заключается во взаимно перекрывающихся интервалах сопротивлений в перекрывающих и подстилающих формациях. Горизонты „С“ и „D“ представляют собой нижний и верхний пределы пачки слоев повышенного сопротивления, которые коррелируются внутри аллювиальной толщи. На основании рис. 112 можно было бы сделать вывод, что железная руда выделяется в качестве высокоомного „слоя“ по сравнению с вмещающими породами. Однако, другие виды измерений, в противоположность такому выводу, подтверждают, что такой вывод не может быть обобщен. Это объясняется тем, что рудные тела даже с точки зрения электромагнитных частотных зондирований ведут себя не как „пласт“. Это хорошо видно на разрезе, показанном на рис. 113, где пройденная заложенной в точке 2 скважиной руда отличается лучшей корреляцией с высокоомными участками кривой ЭМЧЗ 3, чем в случае кривой, замеренной над скважиной (рудные тела утолщаются по этому направлению?). Кривые ЭМЧЗ, приведенные на рис. 113, под горизонтом „А“ обращают внимание на дальнейшие высокоомные формации. В отсутствии данных бурения можно только предполагать, что они могут быть истолкованы как гнейсы, карбонаты или, может быть, руда.

На рис. 114, на слабо изученном бурением участке бассейна, приводится часть профиля, замеренная разносом 200–500 м в качестве рекогносцировочной съемки. Горизонт „А“ прослеживается по поверхности слюдистых сланцев. Даже при таком расстоянии между точками можно относительно надежно провести корреляцию между кривыми ЭМЧЗ. Поэтому можно сделать вывод о более спокойном, едином геологическом строении известного рудного месторождения по сравнению с окрестностью. Заслуживает, однако, внимание, что и здесь под горизонтом „А“ выделяются высокоомные тела, отличающиеся капризными формами. Таким образом, по региональным профилям бассейн расчленяется на части с различным строением и разной перспективностью.

В ознакомлении с геологическим строением района нам была оказана большая помощь сотрудниками Геологической службы CAM (Gonzalez, Serrano и Zubiaur), а в производстве геофизических измерений — сотрудниками Sociedad Minera y Metalurgica de Penarroya Espana SA (Fernandez, Ovejero и Santiago).

Работа библиотеки

Фонд библиотеки в настоящее время состоит из 27 233 экземпляров книг и журналов, а также из 20 828 прочих публикаций. В 1985 году фонд пополнился 615 томами книг, 382 журналами, 845 документациями и 300 проспектами приборов. Фонд журналов пополнился 6-ю новыми названиями.

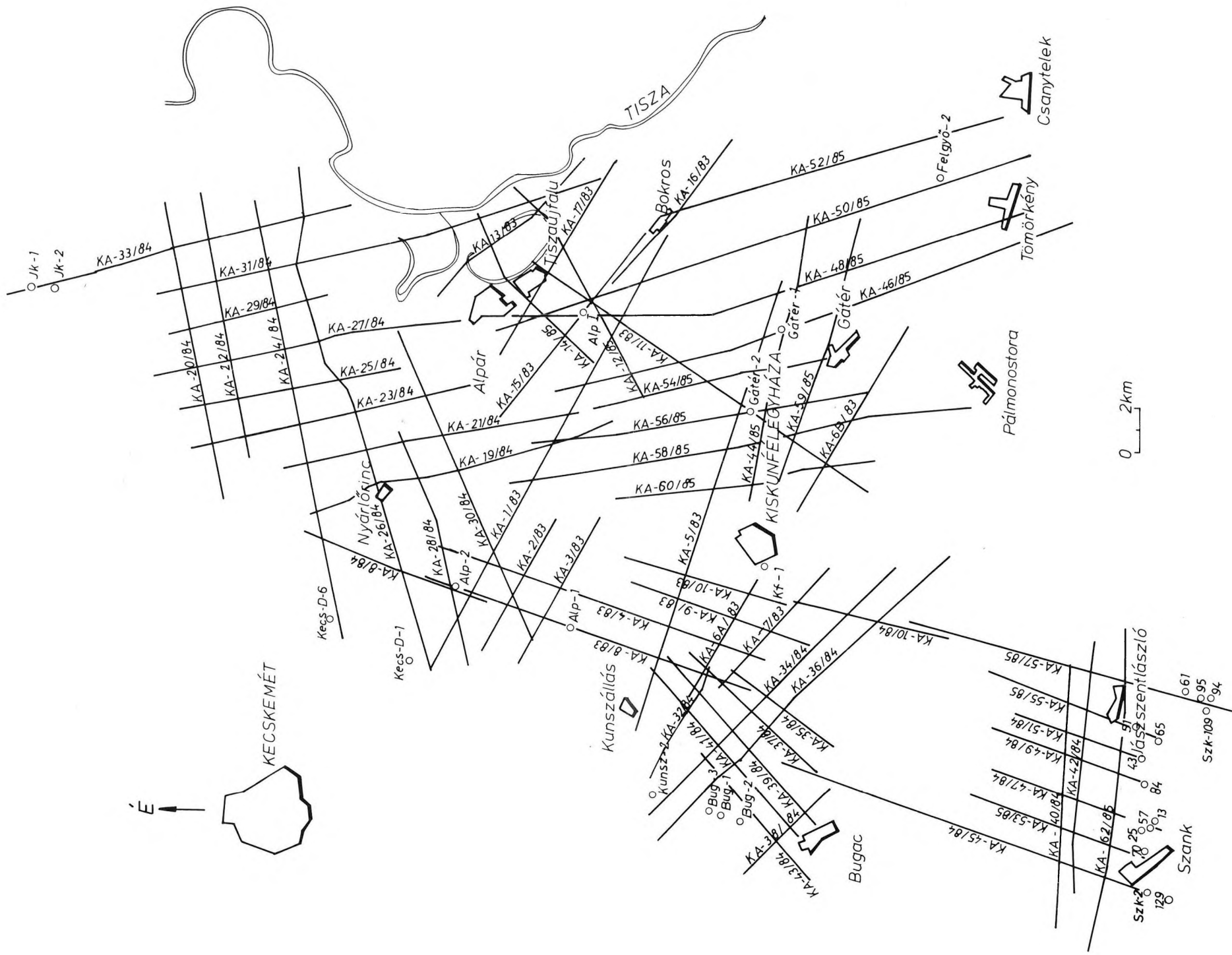
В рамках международного обмена публикациями институтом было получено 352 издания и было отправлено 1474 изданий по 512 адресам в 59 стран.

За отчетный год библиотекой было обслужено 5161 читателей/абонентов.

Публикации

В 1985 году ЭЛГИ были опубликованы следующие издания:

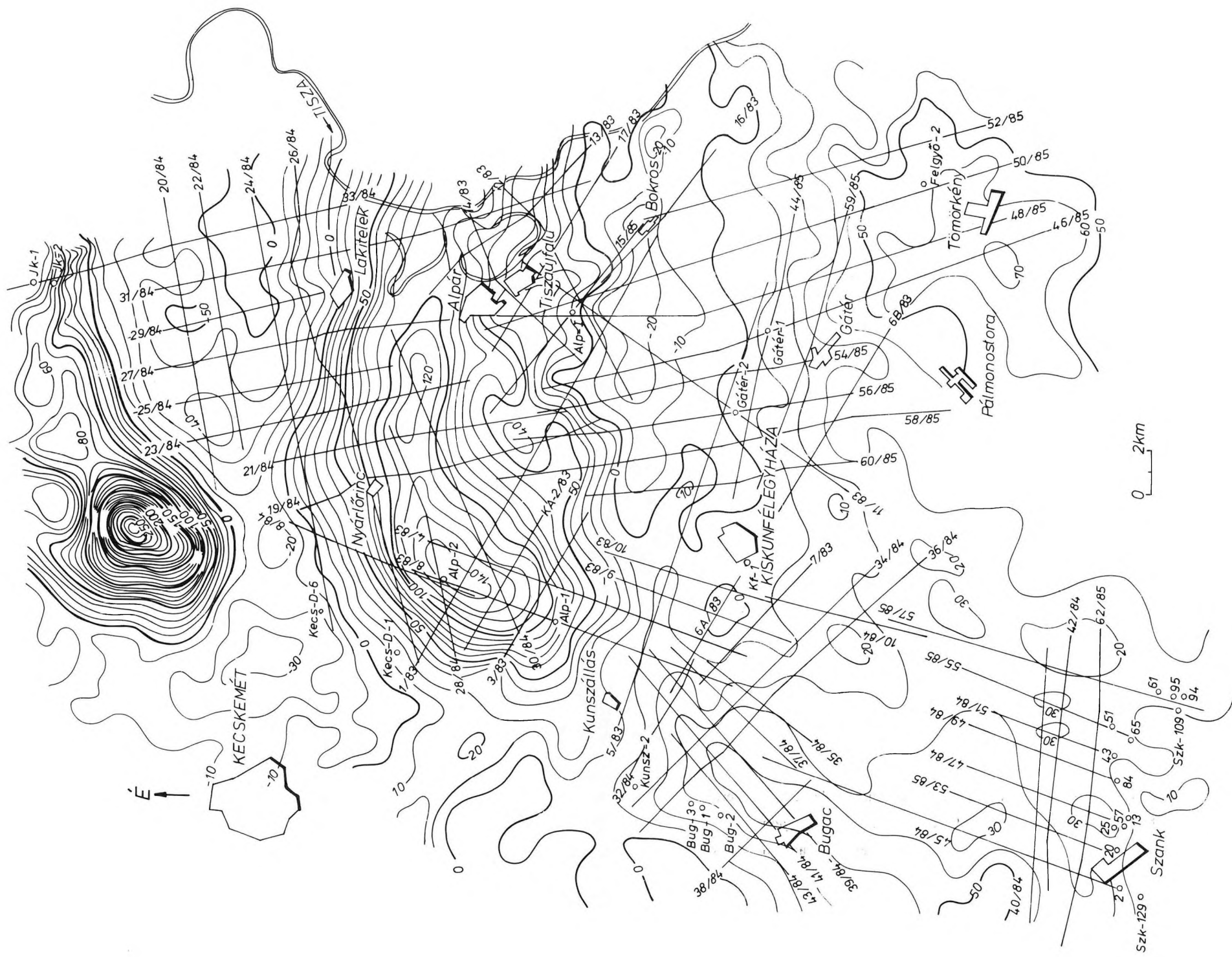
- Годовой отчет Венгерского геофизического института им. Л. Этвеша за 1984 год;
- Геофизический Бюллетень, вып. 31. №№ 1, 2, 3 и 4;
- Изучение земных приливов (Бюллетень КАПГ, №№ 6 и 7).



32. ábra. A Kiskunfélegyháza környéki szerkezetkutató reflexiós szeizmikus mérések helyszínrajza

Fig. 32. Location map of seismic survey of the Kiskunfélegyháza region

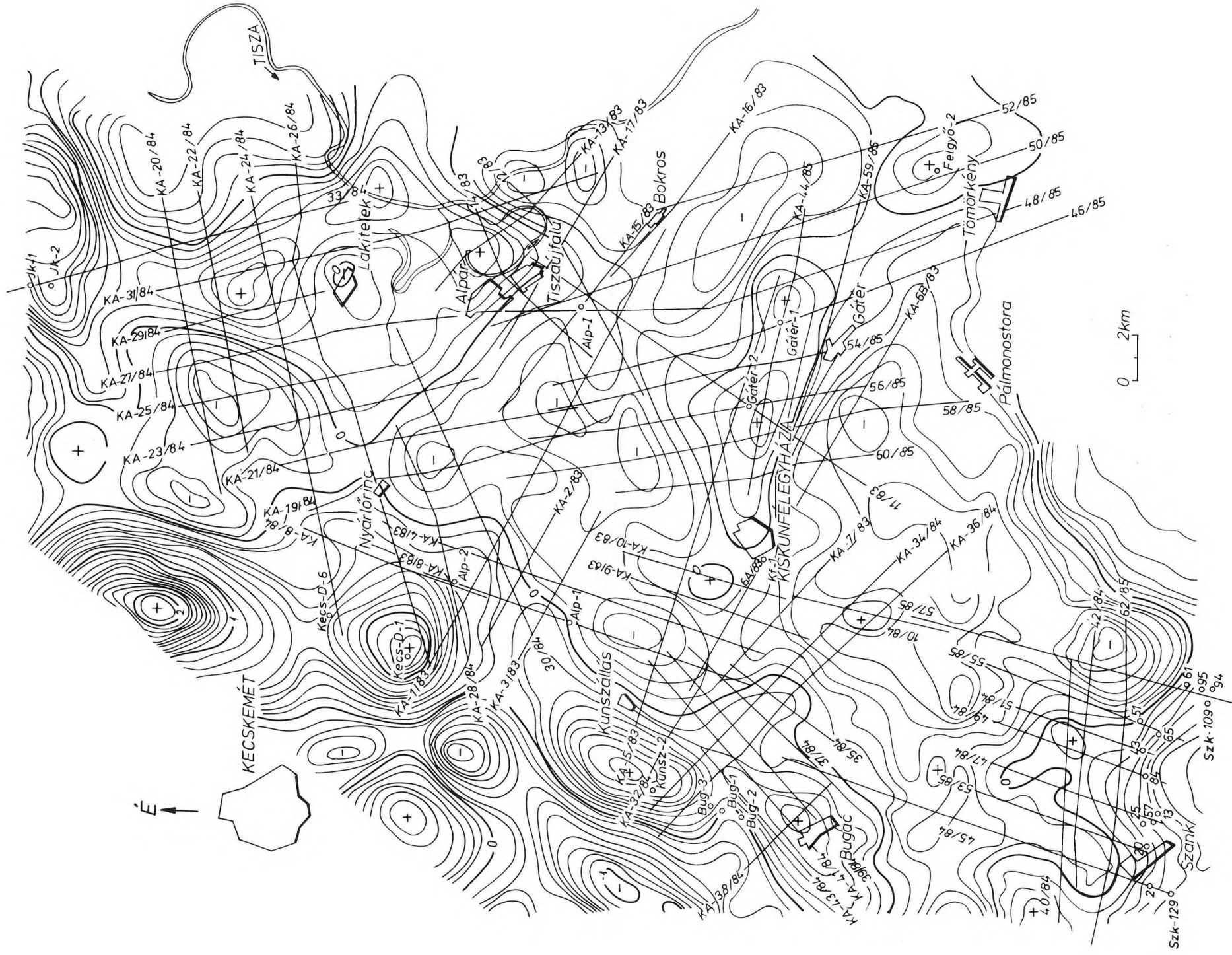
Рис. 32. Расположение профилей структурной сейсморазведки МОВ в окрестностях г. Кискунфеледьхаза



33. ábra. Földmágneses IZ anomália térkép Kiskunfélegyháza környékéről

Fig. 33. Magnetic IZ anomaly map of the Kiskunfélegyháza region

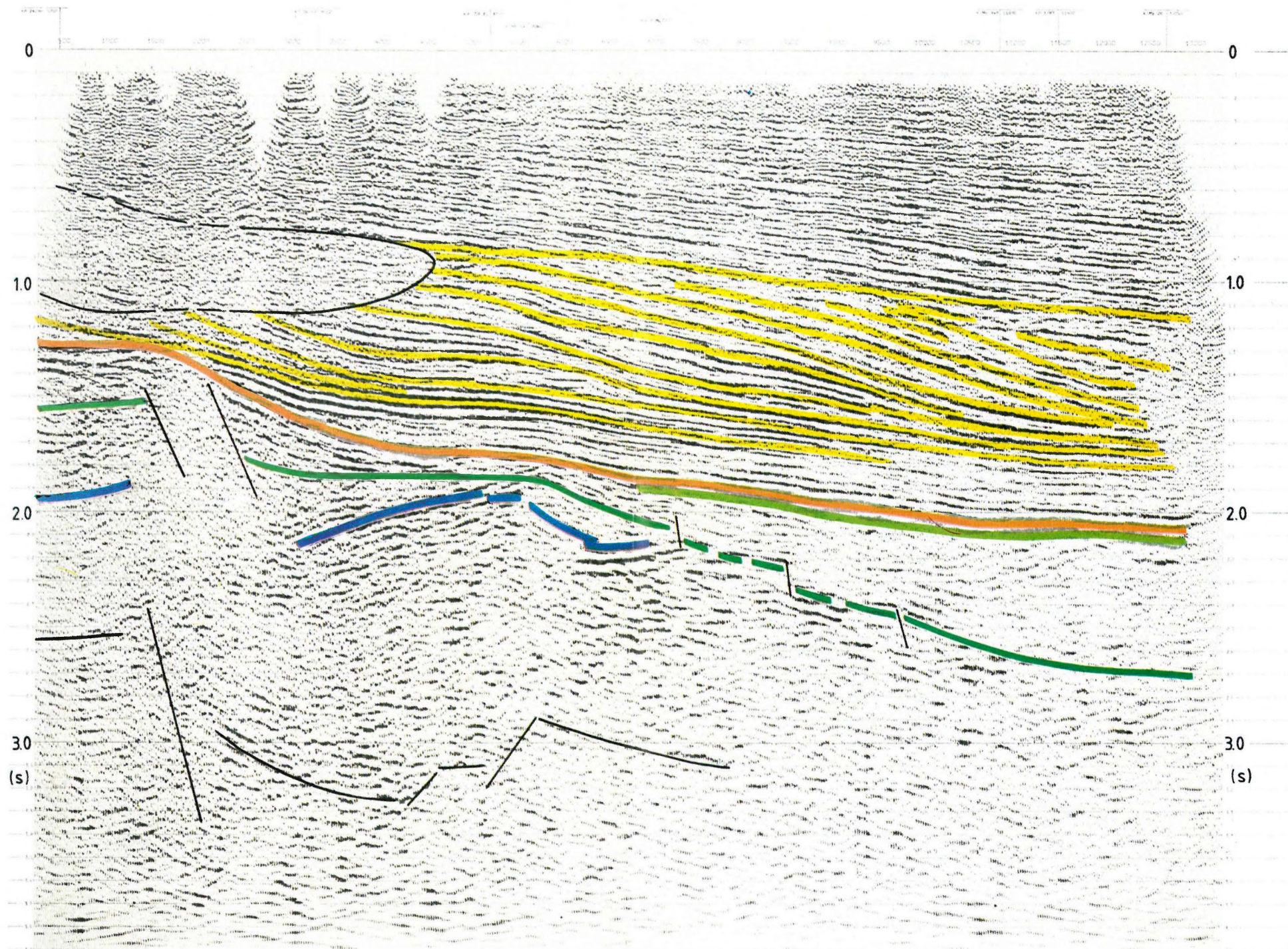
Рис. 33. Карта магнитных аномалий IZ окрестностей г. Кискуنفелдь-хаза



34. *ábra.* Gravitációs maradék-anomália térkép Kiskunfélegyháza környékéről

Fig. 34. Gravity residual anomaly map of the Kiskunfélegyháza region

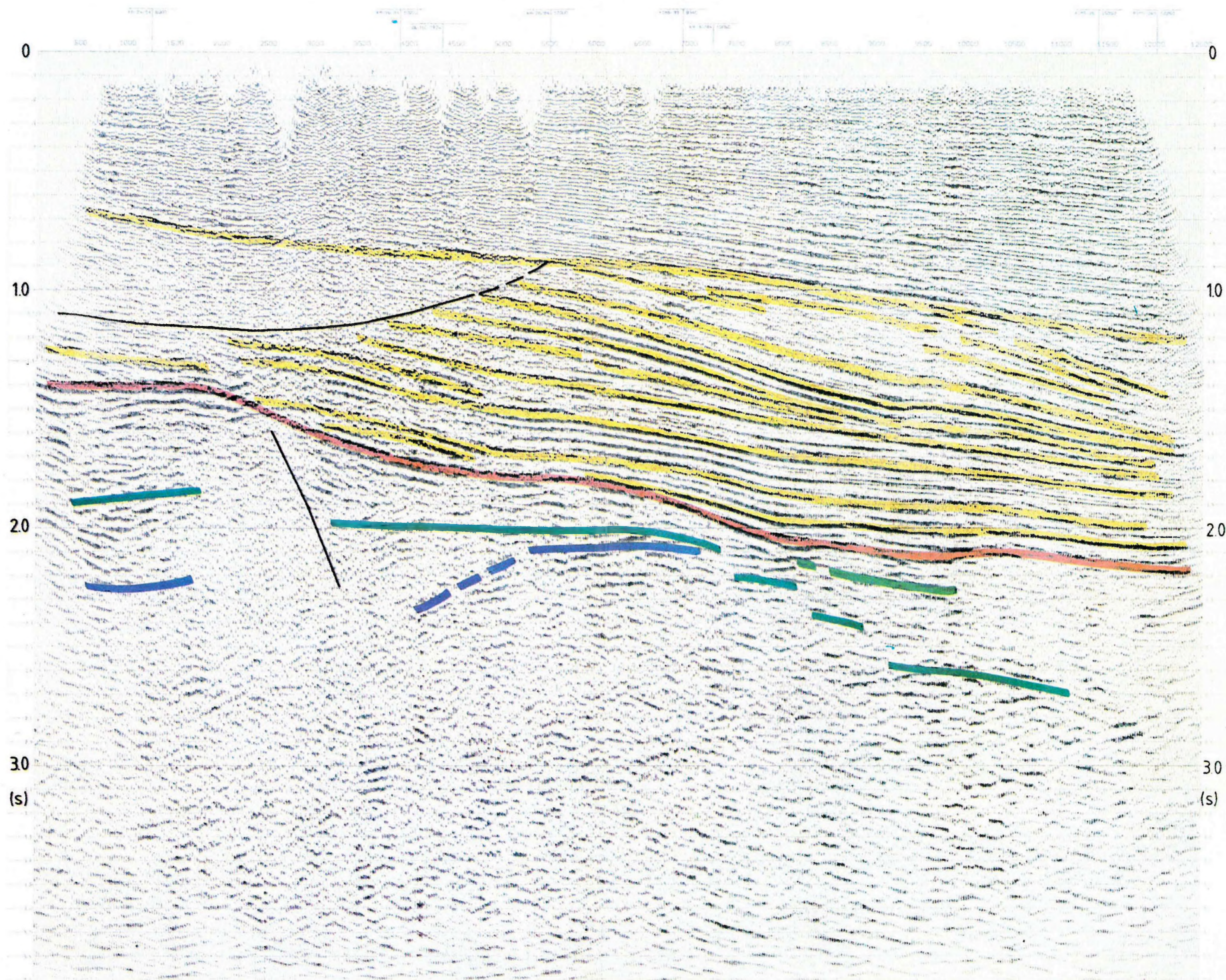
Рис. 34. Карта остаточных аномалий поля силы тяжести в окрестностях г. Кискунфеледьхаза



35. ábra. KA-19/84 migrált reflexiós időszelvény

Fig. 35. Migrated time section KA-19/84

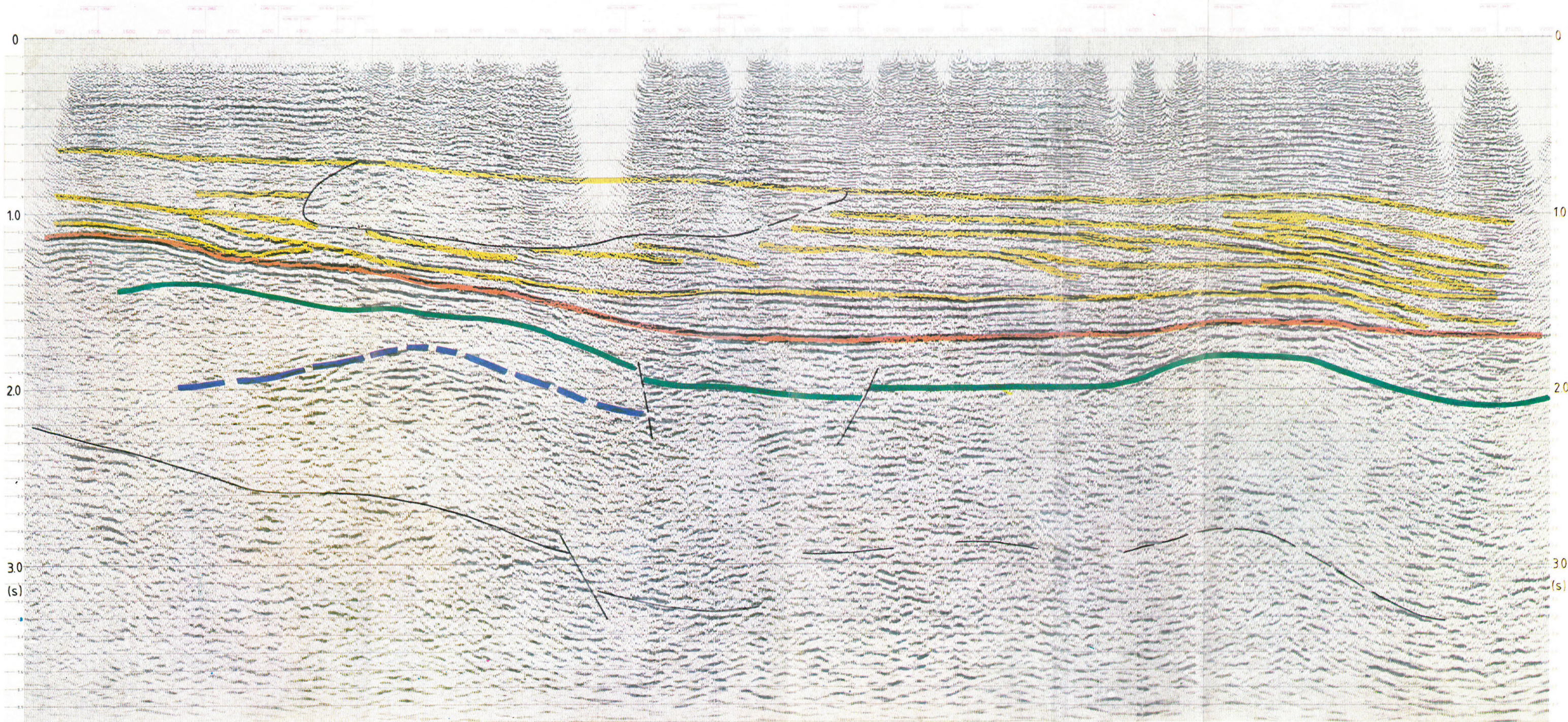
Рис. 35. Миграционный временной разрез КА-19/84



36. ábra. KA-21/84 migrált reflexiós időszelvény

Fig. 36. Migrated time section KA-21/84

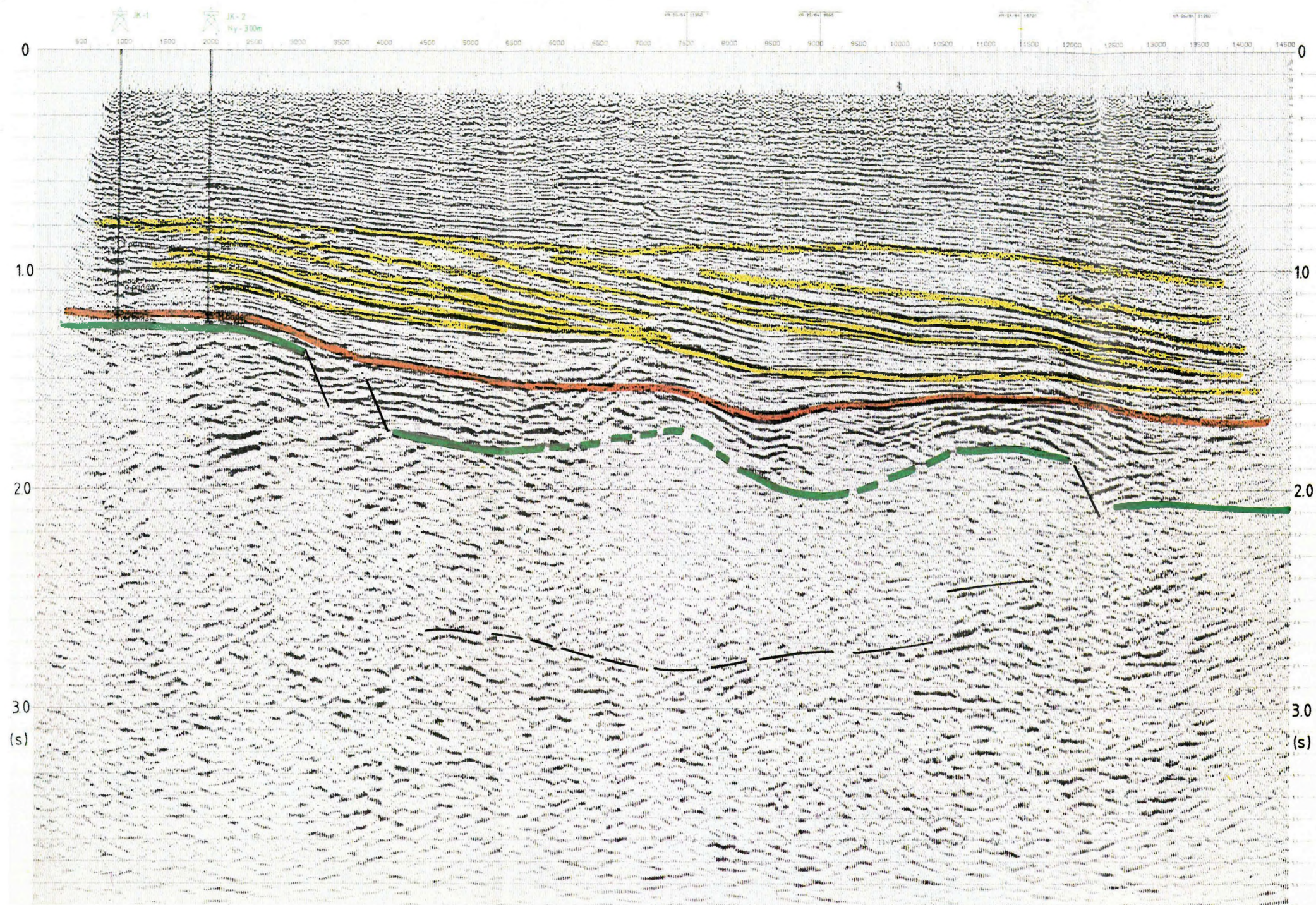
Рис. 36. Миграционный временной разрез КА-21/84



37. ábra. KA 26/84 migrált reflexiós időszelvény

Fig. 37. Migrated time section KA 26/84

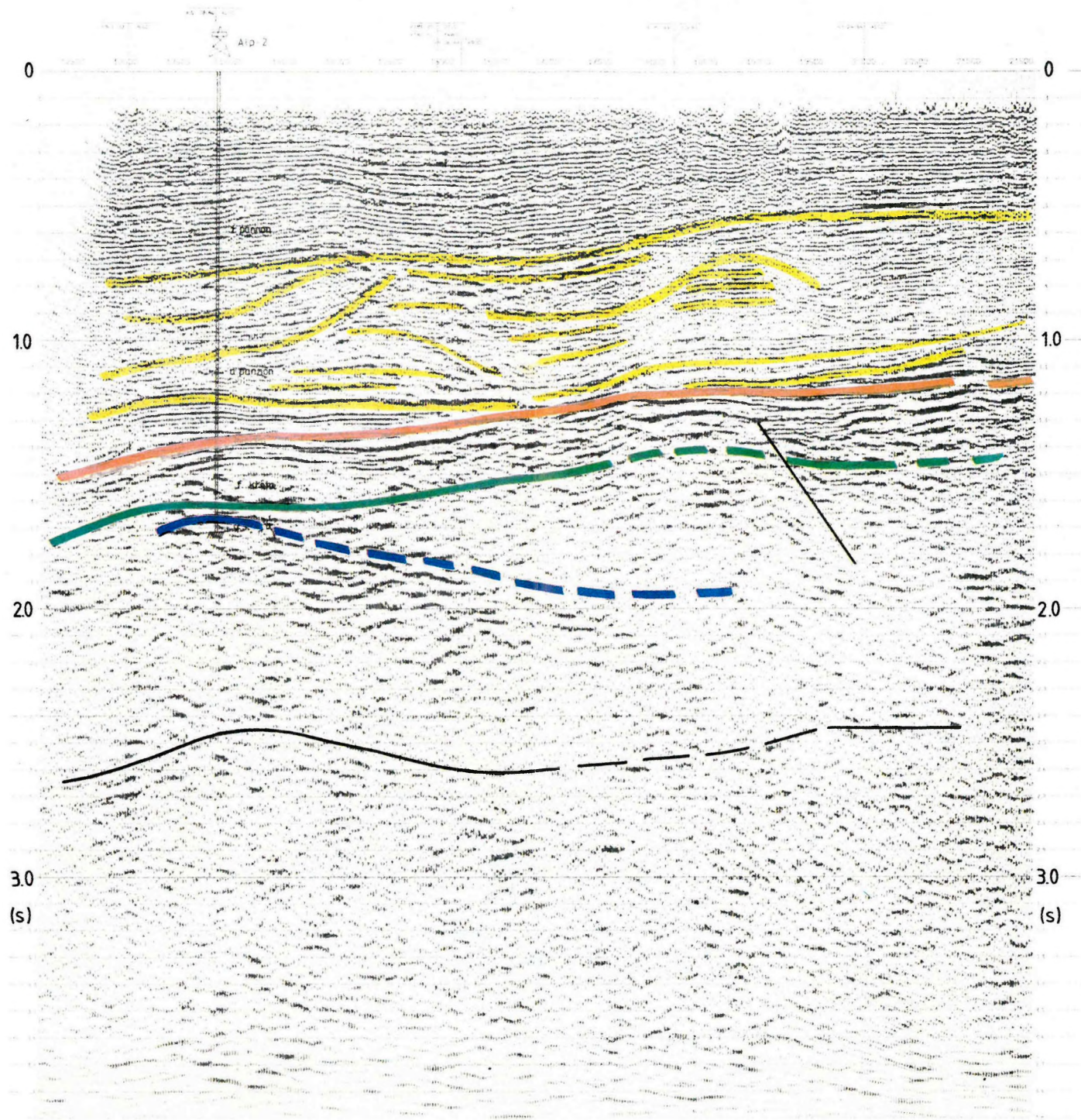
Рис. 37. Миграционный временной разрез КА 26/84



38. ábra. KA-33/84 migrált reflexiók időszelvény

Fig. 38. Migrated time section KA -33/84

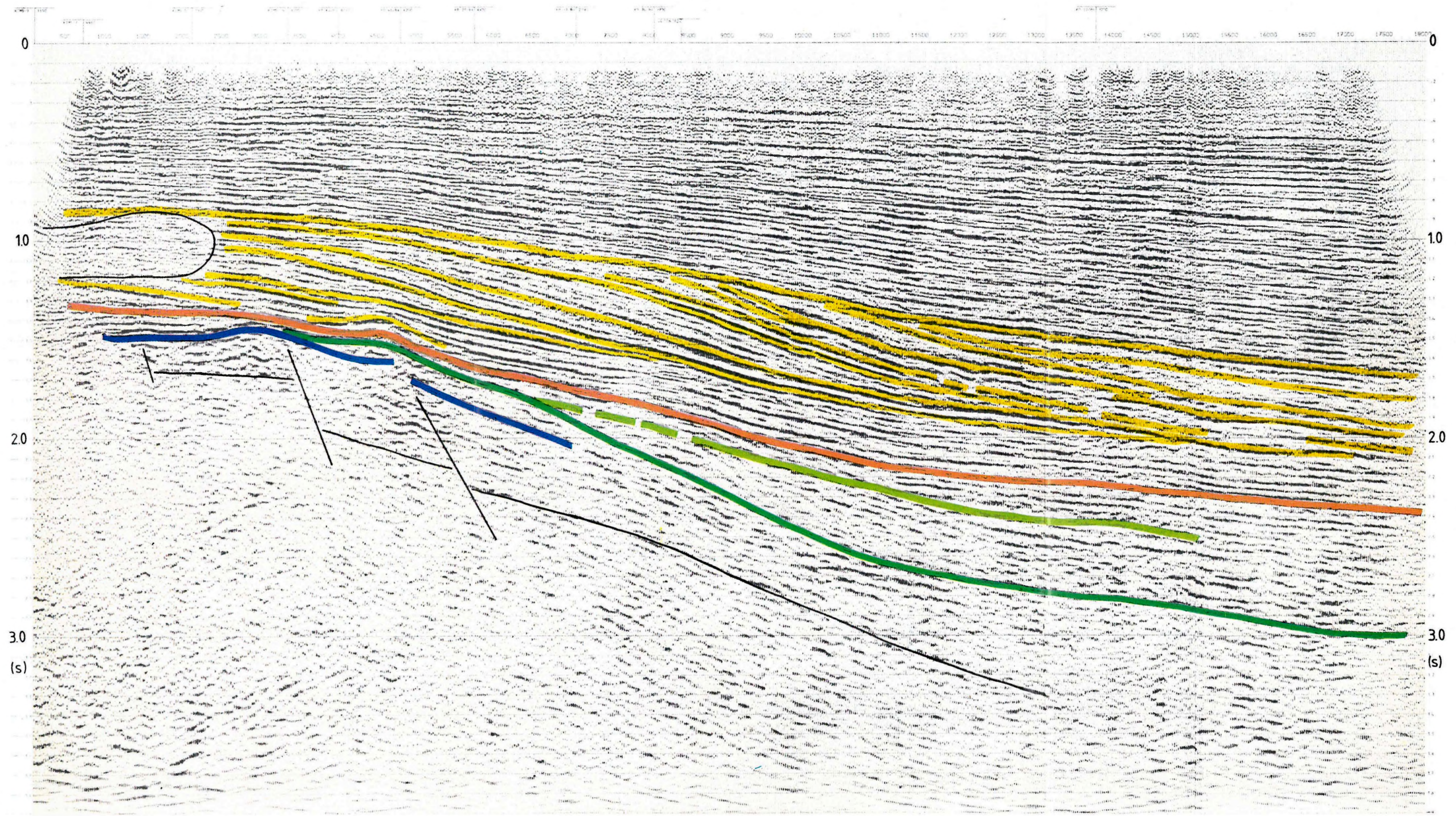
Рис. 38. Миграционный временной разрез КА-33/84



39. ábra. KA-8/84 migrált reflexiós időszelvény

Fig. 39. Migrated time section KA-8/84

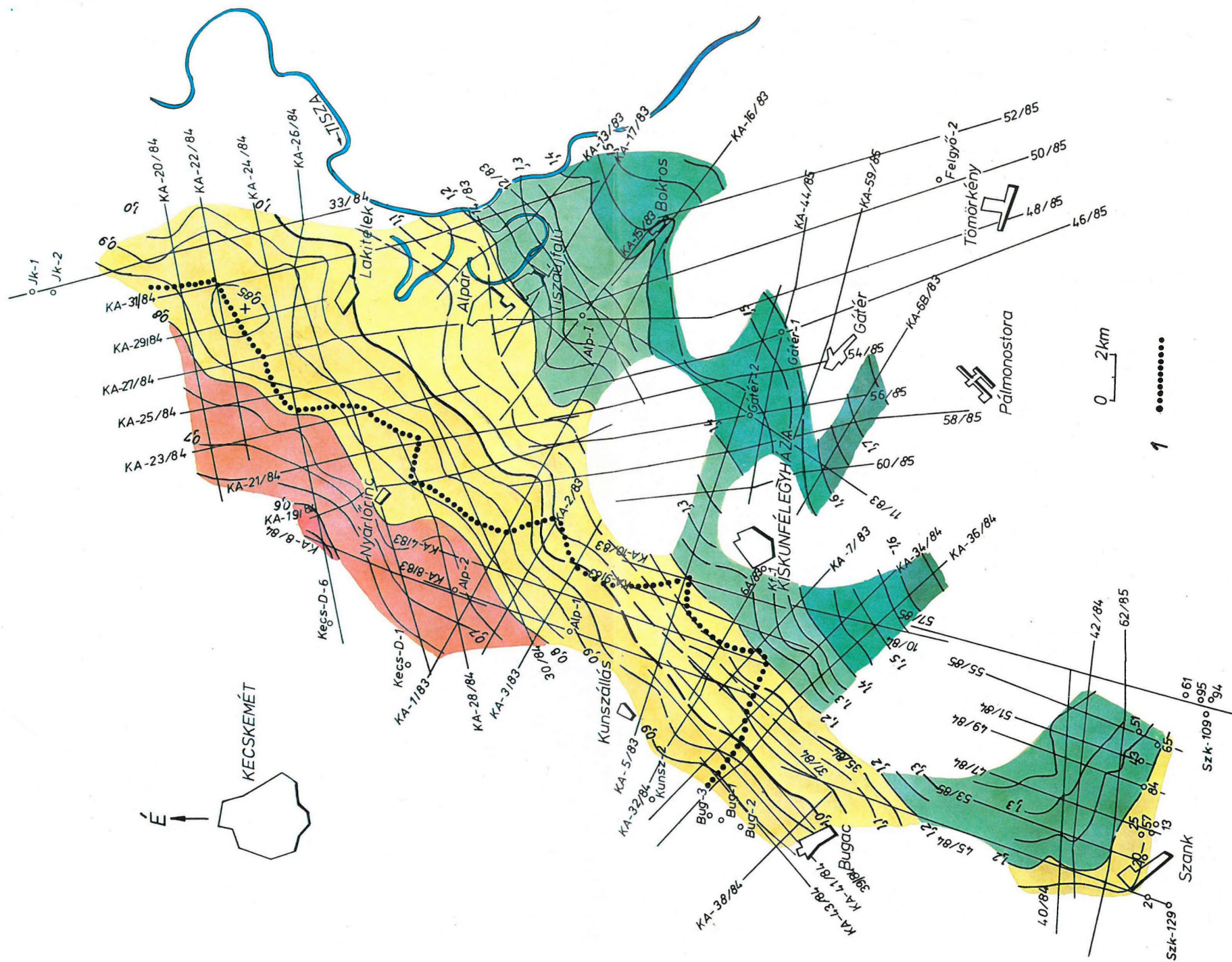
Рис. 39. Миграционный временной разрез КА-8/84



40. ábra. KA-36/84 migrált reflexiós időszelvény

Fig. 40. Migrated time section KA-36/84

Рис. 40. Миграционный временной разрез КА-36/84



41. ábra. Az alsó és felső pannóniai összlet feltételezett határának időtérképe
Kiskunfélegyháza környékén

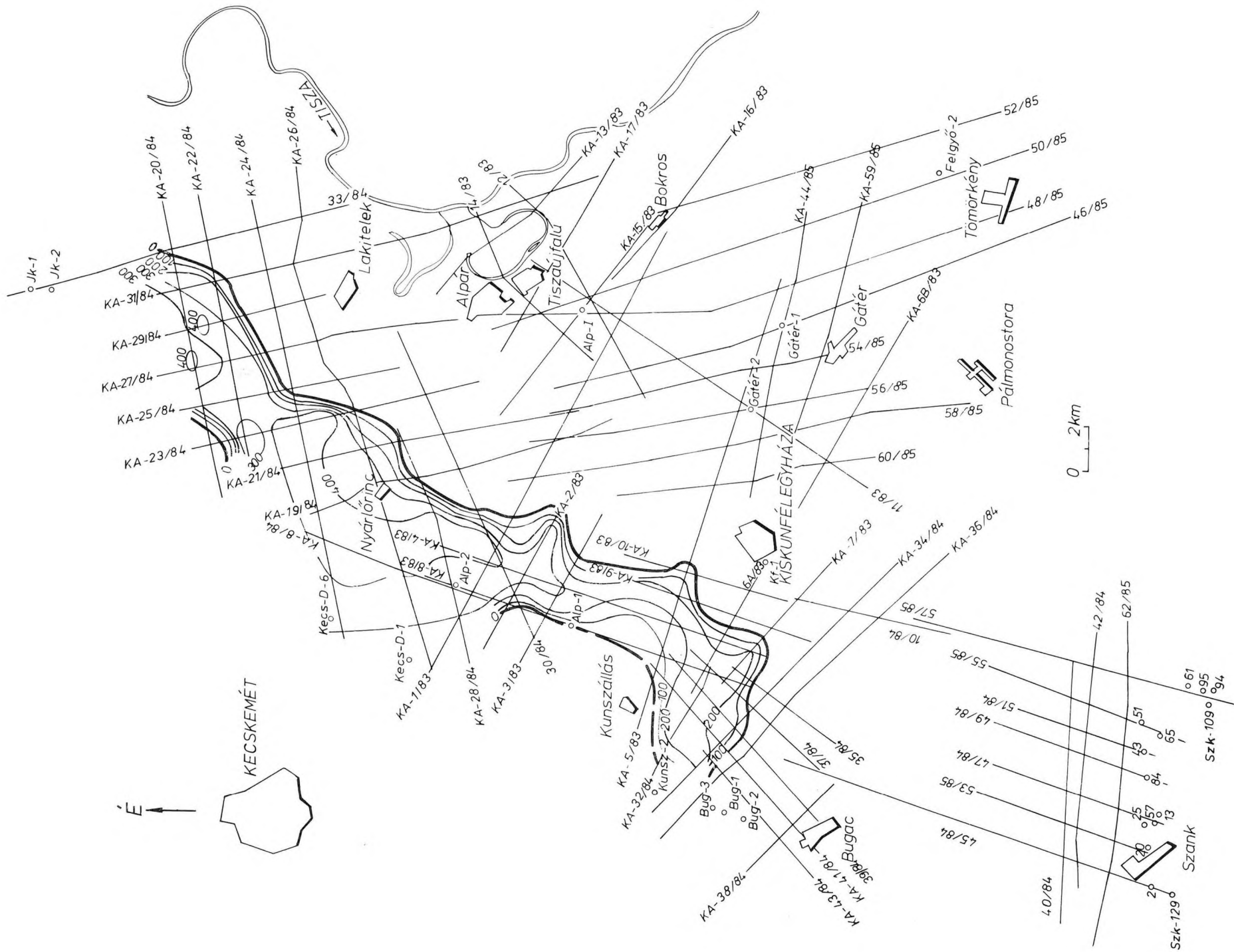
1 — az amőbaszerű test elterjedésének határa

Fig. 41. Time contour map of the Upper and Lower Pannonian contact in
the Kiskunfélegyháza region

1 — limit of channel fill facies

Рис. 41. Временная карта предполагаемой границы ниже- и верхне-
паннонских отложений в окрестностях г. Кискунофельдхазы

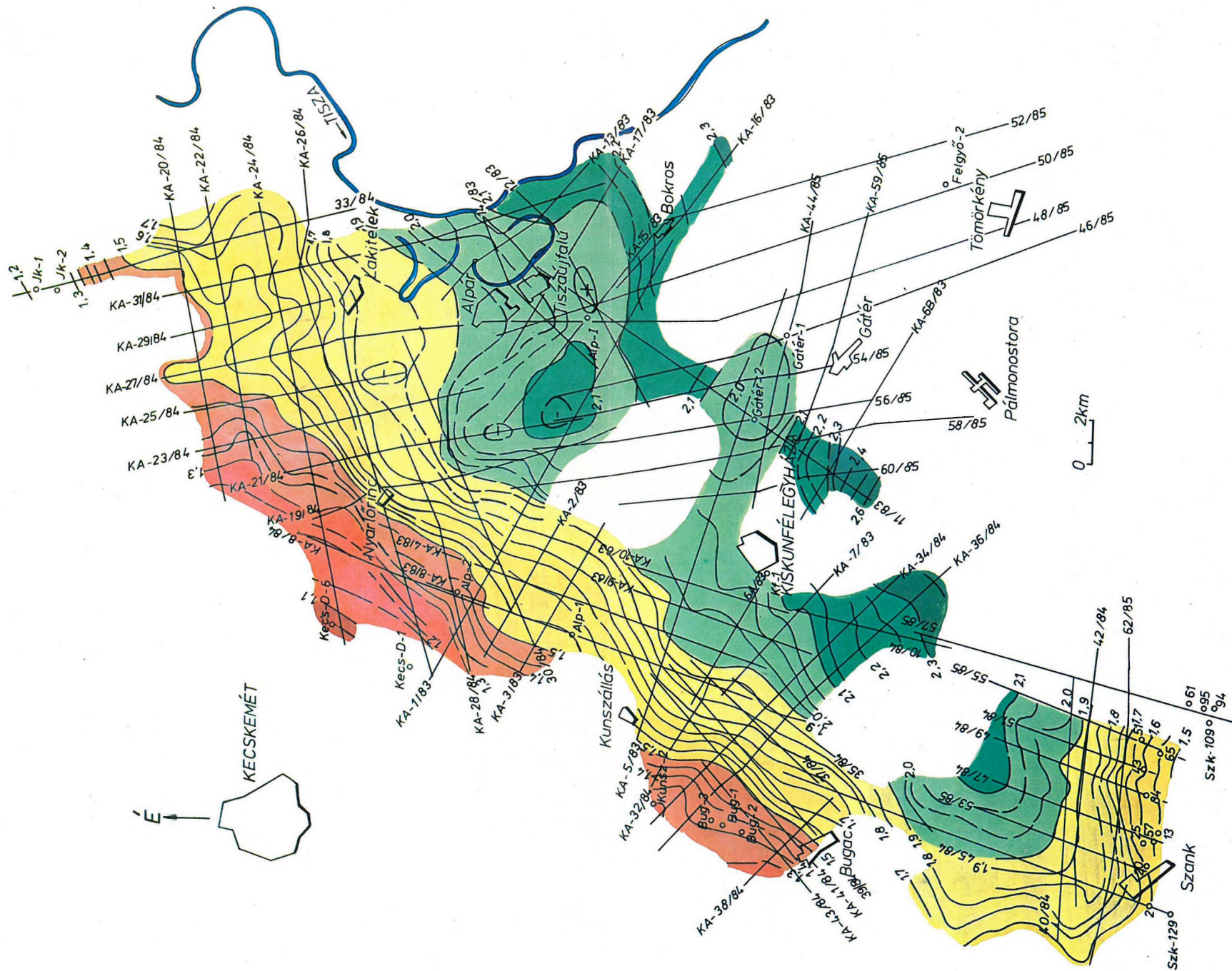
1 — контуры распространения т. н. амёбообразного тела



42. ábra. A feltételezett utólagos mederkimosással, majd gyors feltöltődéssel létrejött törmelékes üledékes összlet vastagságtérképe

Fig. 42. Isopach map of the alluvial fan (isolines in time)

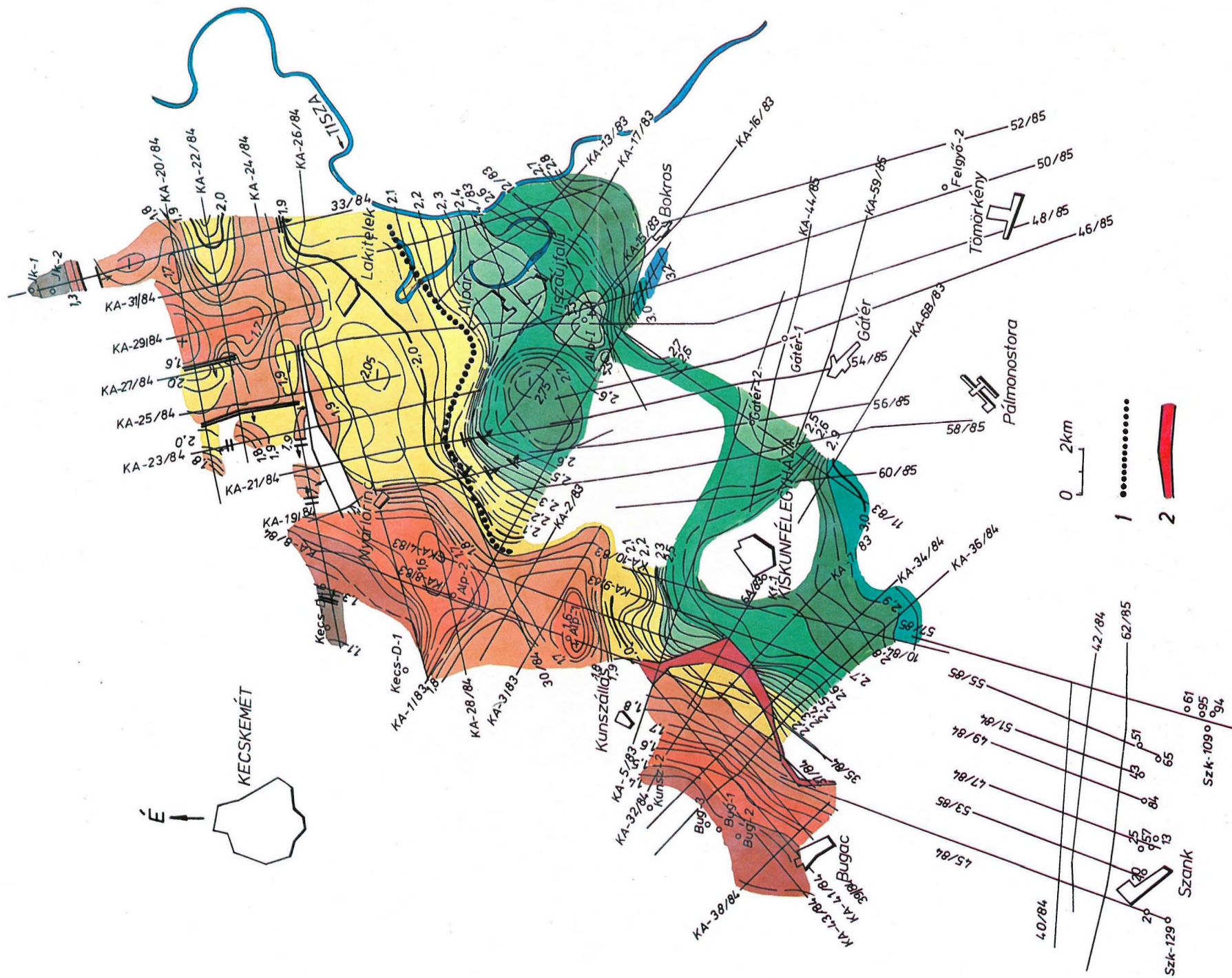
Рис. 42. Карта мощностей обломочно-осадочной толщи, предположительно возникшей путем размыва русла и быстрого его заполнения



43. ábra. A pannóniai medencealjzat időtérképe Kiskunfélegyháza környékén

Fig. 43. Time contour map of the Pannonian basin floor in the Kiskunfélegyháza region

Рис. 43. Временная карта фундамента паннонских отложений в окрестностях г. Кискунфеледьхаза



44. ábra. A preausztriai medencealjzat időtérképe Kiskunfélegyháza környékén

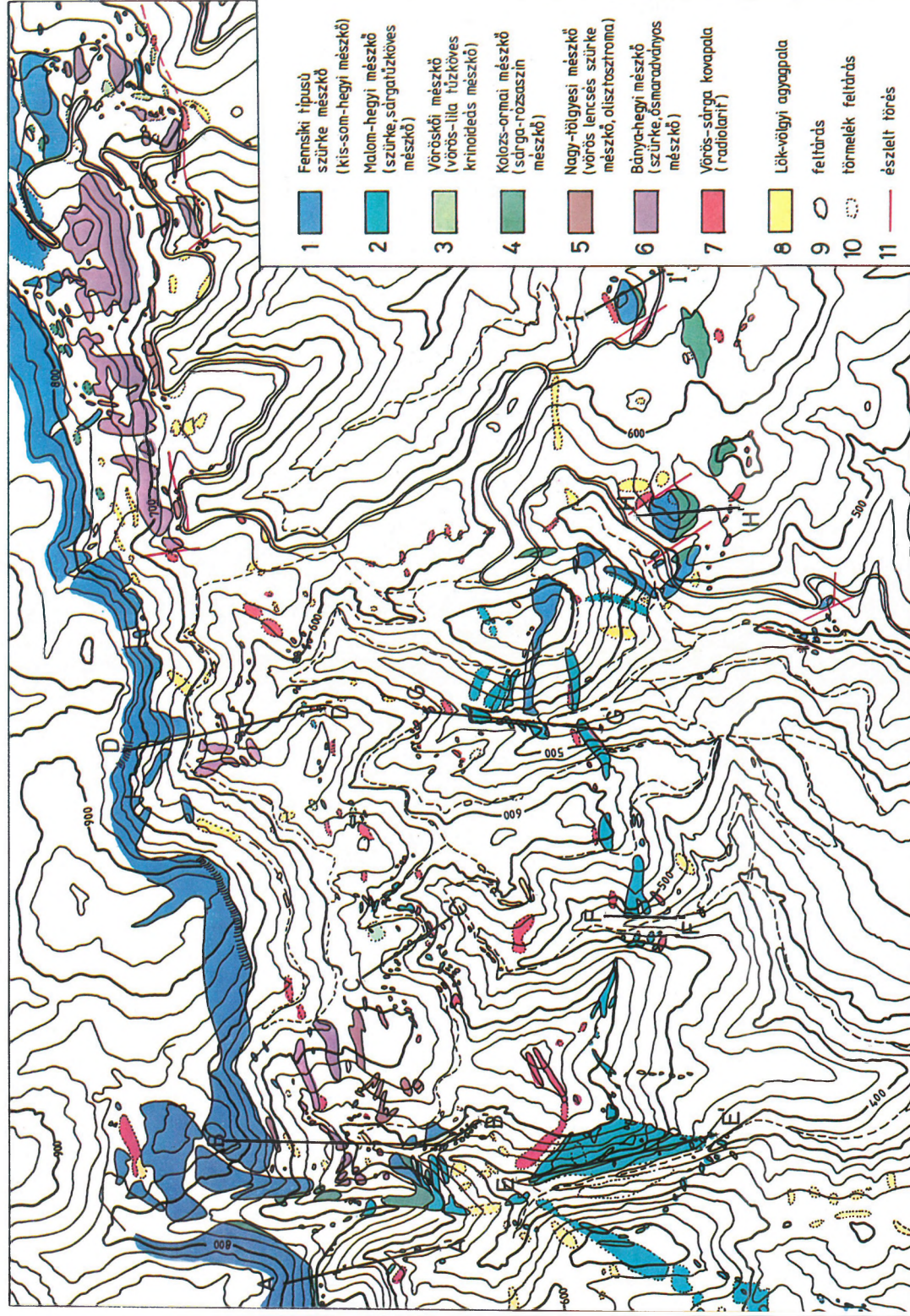
1 — a felsőkréta összlet jellegváltása; 2 — a felsőkréta összlet kiékelődési zónája

Fig. 44. Time contour map of the pre-Austrian basement in the Kiskunfélegyháza region

1 — change of character of Upper Cretaceous; 2 — pinch-out zone of Upper Cretaceous

Рис. 44. Временная карта доавстрийского фундамента в окрестностях г. Кискунфеледьхаза

1 — место видоизменения верхнемеловой толщи; 2 — зона выклинивания верхнемеловой толщи



N

S

Vöröskő-bérc

Símalgó

Vöröskő K-i völgy

Kiskút-lápák

Háromkő

Malom-hegy

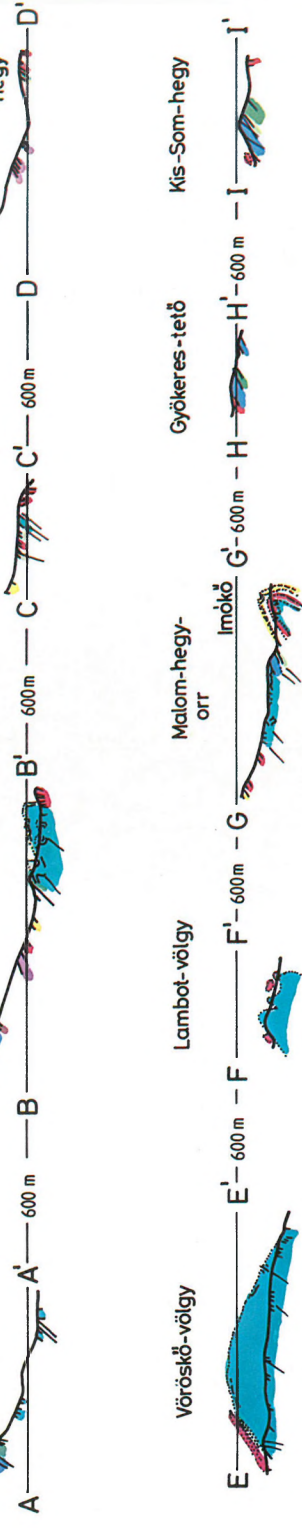
Vöröskő-völgy

Lambot-völgy

Malom-hegy-
orr

Gyökerez-tető

Kis-Som-hegy



1. melléklet. A tarkói fennsíkperem és előtér észlelési térképe

Enclosure 1. Map of field observations of the geological mapping on the southern rim of the Bükk Plateau (Tarkó)

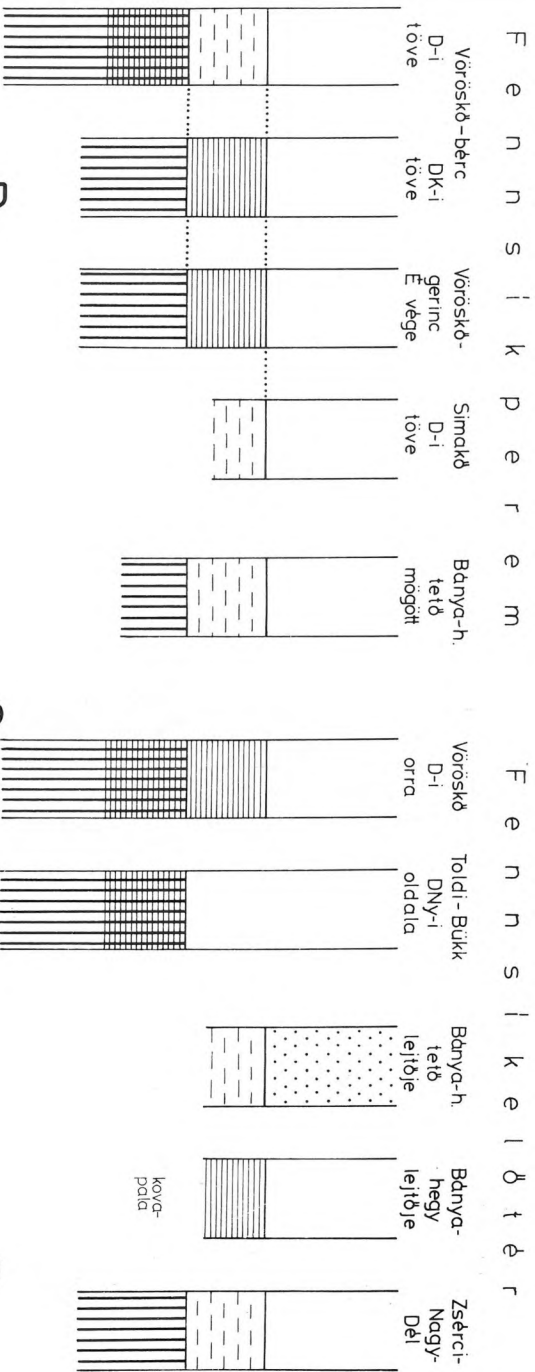
1 — Plateau Limestone and plateau-type grey limestone (Kis-Som-hegy Limestone); 2 — grey limestone with yellow chert nodules (Mádon-hegy Limestone); 3 — from red to violet coloured limestone with chert nodules (Voroskő Limestone); 4 — from yellow to pink coloured limestone (Kolozs-öröm Limestone); 5 — grey limestone with red lenses (olshovtone, Nagy-Tölgyes Limestone); 6 — grey limestone with fossils (Bánya-hegy Limestone); 7 — red-yellow bedded chert (radolite); 8 — Lök-völgy Shale; 9 — outcrop; 10 — autoclinalous debris; 11 — observed fault

Приложение 1. Карта фактического материала по краю и южному флангу плато Бюкк в районе горы Таркё

1 — серые известняки плато и подобные им (кишломхедский известняк); 2 — серые известняки с желтыми кремнями (мадонхедский известняк); 3 — красные до лиловых известняки с кремнями (вороскёй известняк); 4 — желтоватые до розоватых известняки (колос-ором известняк); 5 — серые известняки с красными линзами (ошис-тоном); 6 — известняк с окаменелостями (баниахедский известняк); 7 — красные до желтых кремнистые сланцы (радиолиты); 8 — докембрийский глинистый сланец; 9 — выход; 10 — выходы; 11 — наблюдаемый разлом

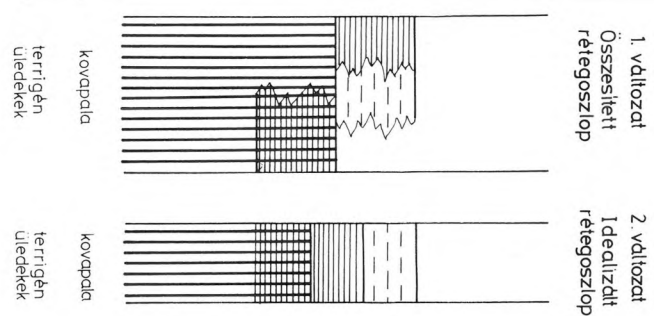
A. A tarkói fennsíkperem és közvetlen előtér mészkőrétegsorainak összetevetése

(település alapján)



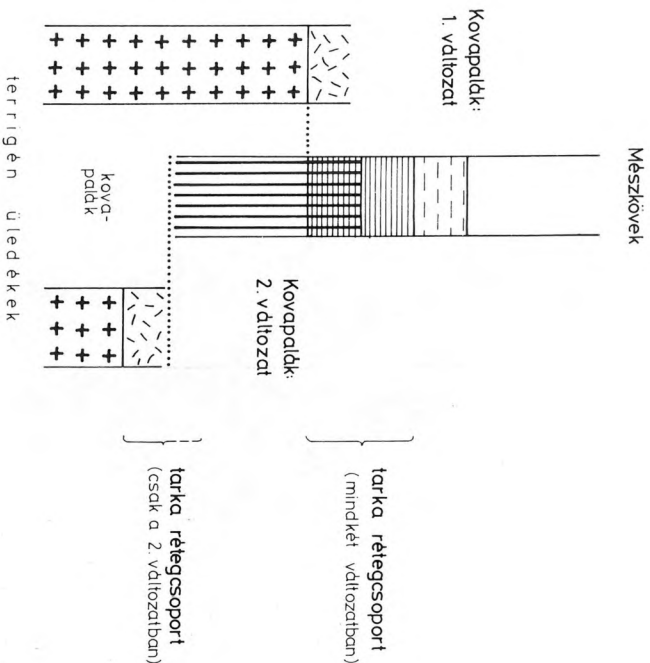
B. A tarkói fennsíkperem és közvetlen előtér egységes rétegszlopai

(település alapján)

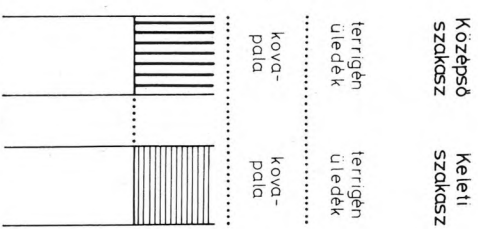


C. Mészkövek és kovapalák rétegtani összetevetése

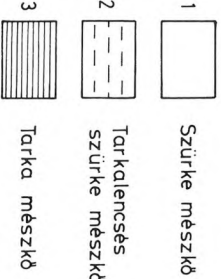
(település alapján)



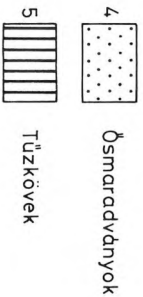
D. A Zsoldos-hegy – Gyökeres-tető vonulat rétegsorainak összetevetése



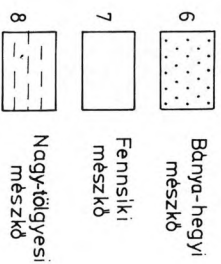
Alapjelölések:



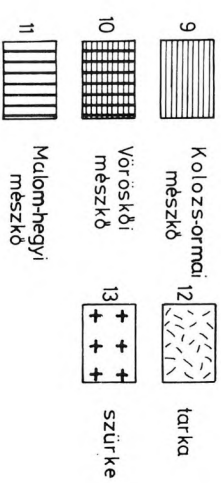
Kiegészítő jelölések:



Méssz k ő t t i p u s o k:



Kovapala



2. melléklet.

- A tarkói fennsíkperem és -előtér rétegsorainak összevetése
- A) A tarkói fennsíkperem és közvetlen előtér mészkőrétegei-sorainak összevetése
- B) A tarkói fennsíkperem és közvetlen előtér egységes rétegoszlói (település alapján)
- C) Mészkövek és kováralák réteglani összevetése (település alapján)
- D) A Zsoldos-hegy-Gyökertes-tető vonulat rétegsorainak összevetése

Enclosure 2.

Comparison of the stratigraphic sequences of the Plateau rim and those of the foreground

- A) Comparison of limestone sequences
left: Plateau rim; right: foreground
- B) Unified sequences (in the present position)
left: Variant 1, combined column; right: Variant 2, idealized column
- C) Stratigraphic comparison of limestones and bedded cherts (in the present position)
left: bedded cherts, Variant 1; middle: limestones; right: bedded cherts, Variant 2; remarks on the far right: variegated sequence (in both variants), variegated sequence (in the 2nd variant only)
- D) Comparison of the sequences along the Zsoldos Mt.-Gyökertes Mt. range

left: central section; right: eastern section

1-3: Basic codes: 1 — grey limestone, 2 — grey limestone with variegated lenses, 3 — variegated limestone, 4-5: Additional codes: 4 — fossils, 5 — chert nodules, 6-11: Limestone types: 6 — Vány-hegy Limestone, 7 — Plateau Limestone, 8 — Nagy-Tólgas Limestone, 9 — Kolozs-tóton Limestone, 10 — Vöröskő Limestone, 11 — Máton-hegy Limestone, 12-13: Bedded cherts: 12 — variegated, 13 — grey, 14 — bedded chert, 15 — terrigenous sediments

Приложение 2.

Сопоставление стратиграфических колонок по краю и южному форланду плато Бюкк в районе горы Таркё

- A) Сопоставление стратиграфических колонок известняковых разрезов по южному краю и непосредственному форланду плато в районе горы Таркё
слева: край плато, справа: форланд
- B) Сводные стратиграфические колонки по южному краю и непосредственному форланду плато в районе горы Таркё (согласно залеганию)
слева: вариант 1, сводная колонка
справа: вариант 2, идеальная колонка
- C) Стратиграфическая корреляция известняков и кремнистых сланцев (согласно залеганию)
слева: кремнистые сланцы, вариант 1. В середине: известняки. Справа: кремнистые сланцы, вариант 2. На правом краю: пестроцветная пачка (в обоих вариантах), пестроцветная пачка (только в варианте 2)
- D) Корреляция стратиграфических колонок по гряде Жольдоухель—Дьёкереш-тете

слева: средний отрезок, справа: восточный отрезок

1-3: Основные обозначения: 1 — серый известняк, 2 — серый известняк с пестрыми линзами, 3 — пестрый известняк, 4-5: Дополнительные обозначения: 4 — окаменелости, 5 — кремни. 6-11: Типы известняков: 6 — баньяхский известняк, 7 — известняк плато, 8 — надельдальский известняк, 9 — колождарьский известняк, 10 — верёвский известняк, 11 — малодухельский известняк, 12-13: Типы кремнистых сланцев: 12 — пестрый, 13 — серый, 14 — кремнистый сланец, 15 — терригенные отложения

